ISSN 2074-2479

GI KSC RAS
Apatity
1951

Труды
Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН

2025 № 22

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

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ТРУДЫ ФЕРСМАНОВСКОЙ НАУЧНОЙ СЕССИИ ГИ КНЦ РАН

№ 22, 2025

Апатиты
2025

Научный журнал
Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН
№ 22, 2025

Главный редактор
д.г.-м.н., профессор Н. Е. Козлов

Редакционный совет

д.г.-м.н. В. В. Балаганский, к.г.-м.н. А. А. Вашков,
к.г.-м.н. В. Р. Ветрин, к.г.-м.н. А. Н. Виноградов, к.г.-м.н. Н. Ю. Грошев,
д.г.н., профессор В. А. Даувальтер, к.г.-м.н. А. О. Калашников, к.г.-м.н. А. А. Калинин,
д.х.н. А. М. Калинкин, д.г.-м.н. Т. В. Каулина, к.г.-м.н. А. А. Компанченко, к.г.-м.н. О. П. Корсакова,
к.г.-м.н. Ю. А. Михайлова, к.г.-м.н. А. В. Мокрушин, к.т.н. Н. В. Мудрук, к.г.-м.н. С. В. Мудрук,
к.г.-м.н. С. Б. Николаева, к.г.-м.н. Т. Л. Паникоровский, к.г.-м.н. П. В. Припачкин,
к.г.-м.н. Т. В. Рундквист, М. Ю. Сидоров, к.г.-м.н. Д. С. Толстобров

ISSN 2074-2479

Адрес редакции: 184209, Ферсмана 14, г. Апатиты, Мурманская область
тел. (81555)79646
E-mail: fersman@ksc.ru
Электронная версия: http://geo.ksc.ru/index.php/fersmanall

© Коллектив авторов, 2025
© Геологический институт Кольского научного центра РАН, 2025

Предисловие главного редактора

Уважаемые коллеги!

7–8 апреля 2025 г. состоялась XXII Всероссийская (с международным участием) Ферсмановская научная сессия, посвященная 90-летию со дня рождения академика РАН Ф. П. Митрофанов. Сессия проводилась при тесном сотрудничестве подразделений ФИЦ КНЦ РАН с участием Кольского отделения Российского минералогического общества. Весомая финансовая поддержка была оказана компанией «Фосагро».

Участники Ферсмановской научной сессии выступали с устными докладами как в очном формате в актовом зале ФИЦ КНЦ РАН, так и в режиме видеоконференции. В программу сессии вошло 4 пленарных докладов, 51 устных и 14 стендовых докладов. В сессии приняли участие сотрудники научных и производственных организаций Мурманской области, Москвы, Санкт-Петербурга, Екатеринбурга, Петрозаводска, Петропавловск-Камчатского, Новосибирска и Минска.

В предлагаемый Вашему вниманию журнал Труды Ферсмановской научной сессии вошли 55 статей. Уверен, что они будут интересны и полезны специалистам широкого профиля, аспирантам и студентам в области минералогии, геохимии, геоэкологии и геофизики.

От имени редколлегии я благодарю всех авторов статей, а также рецензентов за плодотворную работу над представленными материалами и приглашаю всех принять участие в XXIII Ферсмановской научной сессии 2026 г., которая состоится в Геологическом институте КНЦ РАН 6–7 апреля сразу после Дня геолога.

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

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 4–13

Первые U-Pb по циркону данные о возрасте габбро-диоритовых даек Кейвского домена Фенноскандинавского щита

Мыскова Т. А. [1, 2], **Филиппов Н. Б.** [2], **Львов П. А.** [1, 2]

[1] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, tmyskova@gmail.com*

[2] *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Nikolay_Filippov@karpinskyinstitute.ru*

Аннотация. Впервые определен возраст (U-Pb по циркону) для двух тел габбро-диоритов силлово-дайкового комплекса Кейвского домена. Одно тело мощностью до 800 м находится в поле гнейсов лебяжинской свиты в пределах южного крыла Кейвской структуры и имеет возраст кристаллизации 2565 ± 7 млн лет. Менее мощная дайка габбро-диорита (с возрастом 2511 ± 6 млн лет) сечет ставролит-мусковитовые сланцы выхчуртской свиты в осевой части Кейвской синклинали. Полученные возрастные данные служат верхним ограничителем времени формирования сланцев кейвской серии и позволяют относить ее к верхнеархейским образованиям.

Ключевые слова: Фенноскандинавский щит, Кейвский домен, габбро-диориты, U-Pb возраст.

First U-Pb zircon age data for gabbro-dioritic dykes of the Keivsky domain of the Fennoscandinavian Shield

Myskova T. A. [1, 2], **Filippov N. B.** [2], **Lvov P. A.** [1, 2]

[1] *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, tmyskova@gmail.com*

[2] *All-Russian Research Geological Institute of A. P. Karpinsky, St. Petersburg, Nikolay_Filippov@karpinskyinstitute.ru*

Abstract. For the first time, the age (U-Pb by zircon) was determined for two gabbro-diorite of the sill-dyke complex of Keivy domain. One body (up to 800 m thick) is located in the gneiss field of the Lebyazhinskaya suite within the southern flank of the Keivy structure and has a crystallization age of 2566 ± 8 Ma. A less thick gabbro-diorite dike (with an age of 2511 ± 6 Ma) cuts staurolite-muscovite schists of the Vykhchurtskaya suite in the axial region of the Keivy syncline. The obtained age data are the upper limit of the formation time of the schists of the Keivy series and allow us to classify it as Upper Archean formations.

Keywords: Fennoscandian Shield, Keivy domain, gabbro-diorites, U-Pb age.

Введение

Кейвский домен по особенностям геологического строения и своеобразию породных ассоциаций не имеет аналогов на Фенноскандинавском щите, включая массивы щелочных гранитов и габбро-анортозитов неоархейского возраста и протяженные поля развития гигантозернистых кианитовых, гранатовых и ставролитовых парасланцев кейвской серии, с которыми связаны крупнейшие месторождения кианита (Бельков, 1963). По своему местоположению он занимает центральную часть Кольского полуострова, контактируя на севере с Мурманским, на западе – с Кольско-Норвежским, на востоке – с Восточно-Кольским блоками, а на юге – с супракрустальными образованиями раннепротерозойской Имандра-Варзугской структуры (рис. 1).

На сегодняшний день остаются нерешенными многочисленные вопросы, касающиеся происхождения и возраста пород, принадлежащих домену. К их числу относится выяснение природы и возраста всей последовательности пород, залегающих на метавулканитах лебяжинской свиты. Их расчленение представляет собой сложную задачу и пока не дало однозначного результата. Подробный обзор имеющихся в настоящее время представлений касающихся стратиграфии района, приведен в работе С. В. Мудрука (2022).

И. В. Бельков (1963) весь разрез, лежащий выше лебяжинской свиты, относил к кейвской свите, разделив ее на отдельные пачки, сопоставляемые впоследствии с сериями и свитами. Другие ис-

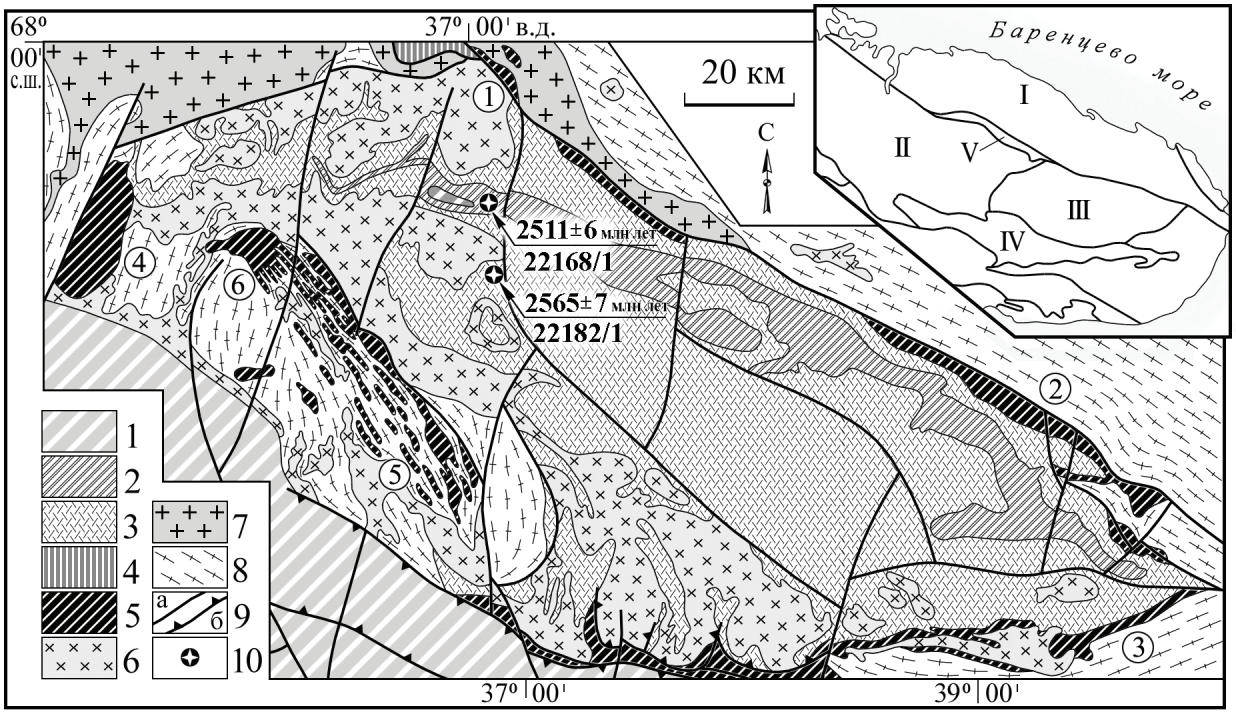


Рис. 1. Геологическая схема Кейвского блока Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита, по (Ветрин, Родионов, 2009) с дополнениями и изменениями: *Палеопротерозой*: 1 – вулканогенно-осадочный комплекс Имандра-Варзугской структуры и хребта Серповидного Кейвской структуты. *Архей*– 2 – парасланцы и гнейсы кейвской серии; 3 – кислые и средние ортосланцы; 4 – вулканогенно-осадочный комплекс зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья; 5 – габбро-анортозиты; 6 – щелочные и субщелочные граниты, грано-сиениты и щелочные метасоматиты; 7 – эндербиты, диориты, монцодиориты, гранодиориты; 8 – биотитовые гнейсы, мигматиты, тоналит-трондьемит-гранодиоритовые гранитогнейсы, амфиболиты; 9: (а) разломы, (б) надвиги. Цифры в кружках массивы габбро-анортозитов: 1 – Патчемварек и Северный; 2 – Ачинский; 3 – Пачинский; 4 – Цагинский; 5 – Щучье-Медвежьеозерский: 6 – Ельозерский. На врезке – схема тектонического районирования Кольско-Норвежской провинции: I – Мурманский блок, II – Центрально-Кольский блок, III – Кейвский блок, IV – Имандра-Варзугская структура, V – зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья; 10 – места отбора геохронологических проб (в числителе – возраст, в знаменателе – номер пробы)

Fig. 1. Geological scheme of the Keivy block, Kola-Norwegian province, Fennoscandian shield, after (Vetrin, Rodionov, 2009) with additions and changes: *Paleoproterozoic:* 1 – volcanogenic-sedimentary complex of the Imandra-Varzuga structure and the Serpovidny ridge of the Keivy structure. *Archean*: 2 – paraschists and gneisses of the Keivy series; 3 – acid and intermediate orthoschists; 4 – volcanogenic-sedimentary complex of the Kolmozero-Voronya greenstone belt; 5 – gabbro-anorthosites; 6 – alkaline and subalkaline granites, granosyenites and alkaline metasomatites; 7 – enderbites, diorites, monzodiorites, granodiorites; 8 – biotite gneisses, migmatites, tonalite-trondhjemite-granodiorite granite gneisses, amphibolites; 9: (a) faults, (b) thrusts. Numbers in circles are gabbro-anorthosite massifs: 1 – Patchemvarek and Severny; 2 – Achinsky; 3 – Pachinsky; 4 – Tsaginsky; 5 – Shchuchye-Medvezh'eozersky; 6 – Yelozersky. The inset shows a scheme of tectonic zoning of the Kola-Norwegian province: I – Murmansk block, II – Central Kola block, III – Keivy block, IV – Imandra-Varzuga structure, V – Kolmozero-Voronya greenstone belt; 10 – locations of geochronological sampling (numerator – age, denominator – sample number)

следователи (Белолипецкий и др., 1980; Радченко и др., 1994; Ремизова и др., 2007) низы разреза относили к двум свитам (снизу вверх) – червуртской и выхчуртской и объединяли в кейвскую серию. Стратотипические разрезы свит находятся в осевой части Кейвской структуры. Существуют разные мнения в отношении характера границы между породами лебяжинской свиты и кейвской серии. Одними исследователями (Бельков, 1963) отмечается согласное залегание сланцев кейвской серии на нижележащих гнейсах. По мнению других (Мирская, 1976; Загородный, Радченко, 1983; Радченко и др., 1994) сланцы залегают со значительным стратиграфическим и угловым несогласием на коре выветривания по гнейсам лебяжинской свиты. Выше кейвской серии выделяют песцово-тундровскую свиту (Радченко и др., 1994) или серию (Белолипецкий и др., 1980; Ремизова и др.,

2007), разделяя ее на две свиты (снизу вверх): малокейвскую и золотореченскую. Одни и те же образования, залегающие выше золотореченской свиты, относят: к умбинской свите (Белолипецкий и др., 1980), песцовой серии (Радченко и др., 1994) или песцовокейвской свите (Ремизова и др., 2007).

Нет единого мнения и в отношении природы пород, слагающих перечисленные свиты. Глиноземистые сланцы и кварциты червуртской и выхчуртской свит интерпретировались как терригенные высокодифференцированные метаосадки, образовавшиеся в спокойном осадочном бассейне в условиях протоплатформенного режима (Бельков, 1963), являющиеся метаморфизованными продуктами переотложенных кор выветривания (Мирская, 1976; Белолипецкий и др., 1980 и др.). Позднее появились представления о том, что по сдвиговым зонам в кейвских сланцах развиты метасоматиты (динамометаморфиты), представленные крупно- и гигантозернистыми кианитовыми и ставролитовыми сланцами (Бушмин и др., 2011; и др.). Супракрустальные образования, залегающие выше кейвской серии, описываются в целом как метаосадки, лишь в самой верхней песцовокейвской свите (Бельков, 1963; Белолипецкий и др., 1980) или по другим авторам серии (Радченко и др., 1994) отмечается присутствие основных эффузивных пород (метамандельштейнов) и терригенно-карбонатной толщи, на основании чего они сопоставляются с ятулийскими образованиями умбинской свиты варзугской серии Имандра-Варзугской структуры (Белолипецкий и др., 1980; Негруца, 1984; Ремезова и др., 2007; Минц и др., 2010) и считаются протерозойскими.

Из-за отсутствия надежных изотопных датировок, расходятся мнения и в отношении возраста пород кейвской серии. Одни исследователи относят породы к архею (Бельков, 1963; Радченко и др., 1994). Другие считают их раннекарельскими (Белолипецкий и др., 1980; Мележик и др., 1988; Минц и др., 2015; Melezhik, Hanski, 2013; Mudruk et al., 2022), предполагая значительный временной перерыв между периодом формирования позднелопийских породных ассоциаций и раннекарельских рифтогенных осадочно-вулканогенных образований, потребовавшийся для переотложения продуктов кор выветривания. Предполагается, что первичные породы были подвержены динамометаморфизму в процессе свекофеннской коллизии в 1.72–1.76 млрд лет (Бушмин и др., 2011). Такие же оценки возраста были получены по U-Pb системе ставролита (Лобиков и др., 2012). Установлено что метаморфизм пород происходил в условиях кианит-хлорит-ставролитовой субфации эпидот-амфиболитовой фации и кианит-мусковит-биотит-ставролитовой субфации амфиболитовой фации (T = 540–620 °C и P = 5.2–6 кбар) (Пиндюрина, 2015).

Остается нерешенным вопрос о времени формирования сланцев песцовотундровской серии. Известны только их Sm-Nd модельный возраст (2.81 млрд лет) и возрасты детритовых цирконов (по $^{207}Pb/^{206}Pb$), которые приближаются к 2.75 млрд лет (Bridgwater et al., 2001).

Методика

U-Pb возраст оценен в цирконах из 2 проб габбро-диоритов. Пробы отбирались из наименее переработанных пород, а затем отбраковывались с помощью шлифов и микрозондового анализа. Выделение акцессорных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Изотопный анализ U и Pb в цирконах выполнен на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований Института Карпинского (Санкт-Петербург). Данные обрабатывались согласно процедуре, описанной в (Williams, 1998) с использованием программ SQUID (Ludwig, 2000) и Isoplot/Ex (Ludwig, 2001). Pb/U отношения нормализовались на 0.0665 для $^{206}Pb/^{238}U$ в стандартном цирконе TEMORA, соответствующем возрасту 416.7 ± 1.30 млн лет (2σ) (Black et al., 2003).

Полученные результаты и обсуждение

Детритовые цирконы, выделенные из сланцев кейвской серии, малоэффективны для установления времени формирования свит, и несут в себе информацию только о возрасте источников сноса терригенного материала. Более продуктивным в этом отношении оказывается датирование многочисленных тел базитов, силло- и дайкообразной формы, являющихся секущими по отношению к гнейсам и сланцам Кейвской структуры (рис. 1), что позволяет использовать время их кристаллизации в качестве верхнего возрастного ограничителя.

Д. Д. Мирской (1968) было произведено разделение этих габброидов на группы. Тела метабазитов, секущие сланцы кейвской серии, по геолого-петрографическим признакам разделены на шесть групп, каждая из которых характеризуется особенностями минерального и химического состава, обусловленными, с одной стороны, первичным составом расплава, с другой – условиями формирования пород. Наибольшим распространением пользуются лейкократовые полевошпатовые амфиболиты, на долю которых приходится 70 %, меланократовые полевошпатовые амфиболиты составляют 20 %, остальные (габбро-лабрадориты; тремолитовые, плагиопорфиритовые и титаномагнетитовые амфиболиты) присутствуют в подчиненном количестве.

Отсутствуют геохронологические данные, на основании которых можно было бы судить о реальном возрасте этих тел. В ходе картосоставительских работ (Ремезова и др., 2007) малые тела и дайки габброидов по возрасту были разделены на архейские и протерозойские. К архейским были отнесены тела преимущественно южного крыла Кейвского синклинория, находящиеся в поле развития гнейсов понойской серии. К протерозойским – силлы и дайки, секущие разрезы кейвской серии и песцовокейвской свиты.

Авторами настоящей статьи сделаны определения U-Pb возраста в цирконах, выделенных из двух проб амфиболизированных габбро-диоритов (22182/1 и 22168/1), относимых (по Мирской, 1968) к группе лейкократовых полевошпатовых габбро-амфиболитов. Эта разновидность габброидов характеризуется низкой магнезиальностью, повышенной щелочностью, железистостью и титанистостью. Породы состоят из железистого амфибола, основного и частью раскисленного плагиоклаза и нередко биотита. Они имеют химический состав, переходный между базальтами и кварцевыми габбро и содержат в среднем (в мас. %): SiO_2 – 54, TiO_2 – 0.8, Al_2O_3 – 16, $Fe_2O_{3\ общ.}$ – 9, MgO – 6, CaO – 8, Na_2O – 2, K_2O – 0.7. По числовым характеристикам А. Н. Заварицкого эта группа габброидов близка к габбро-диоритам.

Проба 22182/1 (67° 37' 20.4» с.ш., 37° 5' 13.6» в.д.) отобрана из относительно мощного тела (с максимальным раздувом до 800 м), находящегося в поле гнейсов лебяжинской свиты южного крыла Кейвской структуры (рис. 1). Габбро-диориты (рис. 2 а) имеют гипидиоморфнозернистые и аллотриоморфнозернистые структуры. Главными породообразующими минералами выступают амфибол (45–50 %), биотит (7–10 %), плагиоклаз (35–40 %) и небольшое количество кварца, акцессорные – титанит, ильменит, циркон. Циркон представлен фрагментами призматических зерен размером по вытянутой оси 100–250 мкм, характеризуется низкой степенью катодолюминесценции, в редких случаях присутствует реликтовая зональность (рис. 3 а), содержит варьирующие концен-

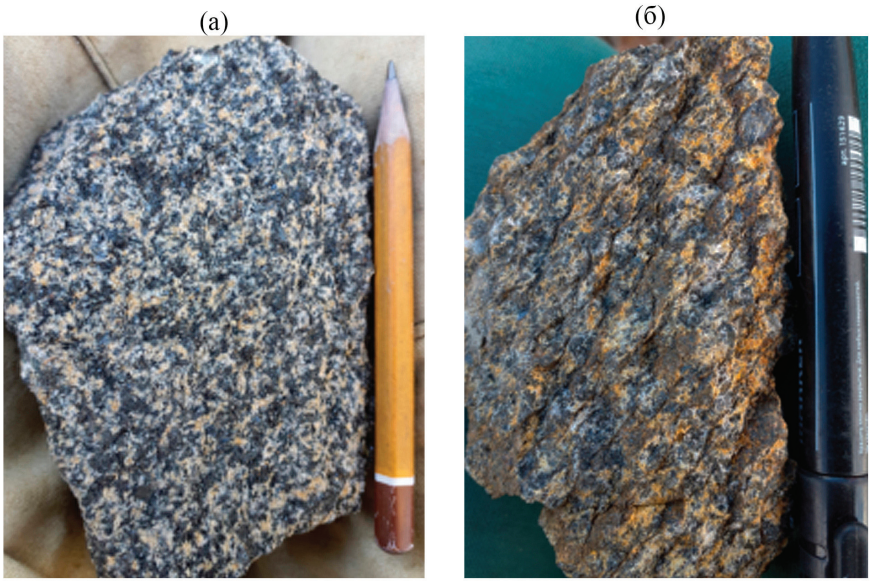


Рис. 2. Фотографии образцов амфиболизированных габбро-диоритов: (а) 22182/1, (б) 22168/1
Fig. 2. Photographs of amphibolized gabbro-diorite samples: (a) 22182/1, (b) 22168/1

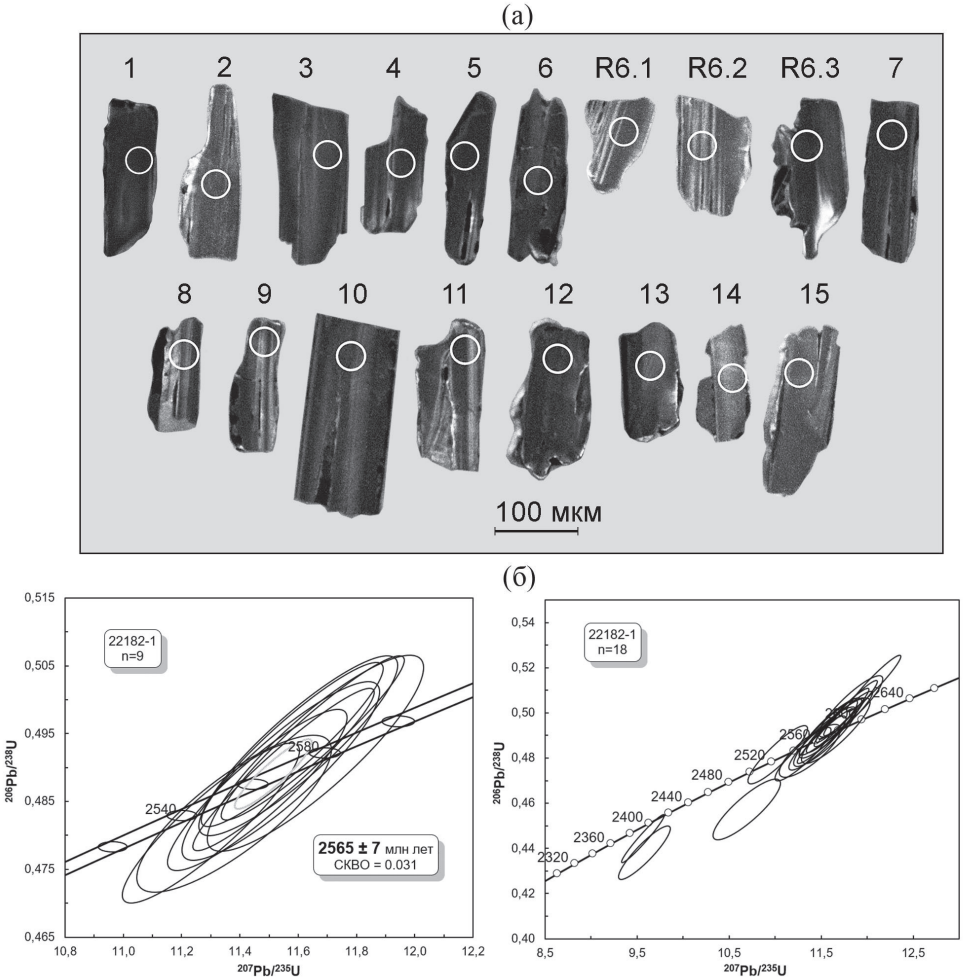


Рис. 3. Изображения в катодолюминесценции (а) и графики с конкордией (б) для цирконов из амфиболизированных габбро-диоритов (проба 22182/1)

Fig. 3. Cathodoluminescence images (a) and concordia plots (b) for zircons from amphibolized gabbro-diorite (sample 22182/1)

трации (в мкг/г): U – 161–971, Th – 146–1437 и Th/U = 0.73–2.13 (табл. 1). Значение конкордантного возраста по 9 кристаллам циркона составляет 2565 ± 7 млн лет (СКВО = 0.056) (рис. 3 б) и такое же значение получено по верхнему пересечению дискордии с конкордией по 15 аналитическим точкам (СКВО = 0.32). Средневзвешенное значение $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраста для тех же 15 точек составляет 2565 ± 4 млн лет (СКВО = 0.29). Для трех зерен, вероятнее всего, испытавших потерю радиогенного свинца, возраст оказался сильно заниженным (табл. 1).

Проба 22168/1 (67° 43' 37.6» с.ш., 37° 7' 43.8» в.д.) отобрана в осевой части Кейвской структуры (рис. 1) из маломощной дайки амфиболизированного габбро-диорита (видимой мощностью первые метры), секущей ставролит-мусковитовые сланцы выхчуртской свиты в 5 км восточнее Серповидной структуры. Габбро-диориты (рис. 2 б) подверглись тектоно-метаморфической переработке с образованием лепидонематобластовых структур и сланцеватых текстур. Главными породообразующими минералами выступают амфибол (до 50 %), биотит (5–7 %), плагиоклаз (40 %) и небольшое количество кварца, вторичные – хлорит, акцессорные – титанит, ильменит, пирротин, циркон. Циркон представлен практически такими же фрагментами призматических кристаллов, как и в пробе 22182/1, и зернами неправильной формы, еще более темными в катодолюминесценции, иногда с изрезанными волнистыми краями и с неоднородной внутренней структурой (рис. 4 а). Он имеет средние концентрации (в мкг/г): U – 214–445, Th – 226–643 и Th/U = 0.99–2.11 (табл. 1) Значение возраста, полученное по верхнему пересечению дискордии с конкордией, для 7 точек составило

Таблица 1. U-Pb изотопные данные для цирконов из габбро-диоритов Кейвской структуры

Table 1. U-Pb isotope data for zircons from gabbro-diorites of the Keivy structure

Зерно Точка	$^{206}Pb_c$, %	Содержания			$^{232}Th/^{238}U$	Изотопные отношения с коррекцией на обыкновенный свинец			Rho	Изотопный возраст с коррекцией на обыкновенный свинец		Disc, %
		$^{206}Pb^*$, мкг/г	U, мкг/г	Th, мкг/г		$^{207}Pb/^{206}Pb$ ± %	$^{206}Pb/^{238}U$ ± %	$^{207}Pb/^{235}U$ ± %		$^{206}Pb/^{238}U$, млн лет	$^{207}Pb/^{206}Pb$, млн лет	
Проба 22182/1												
10.1	0.06	109	291	241	0.86	0.15869 ± 0.52	0.4381 ± 1.1	9.58 ± 1.2	0.898	2342 ± 21	2442 ± 9	4
12.1	0.02	453	1186	2082	1.81	0.15606 ± 0.25	0.4444 ± 0.98	9.563 ± 1	0.968	2371 ± 19	2413 ± 4	2
13.1	0.00	50	127	85	0.69	0.1696 ± 0.72	0.4572 ± 1.2	10.69 ± 1.4	0.858	2427 ± 25	2554 ± 12	5
11.1	0.00	108	262	376	1.48	0.16621 ± 0.52	0.4814 ± 1.1	11.03 ± 1.2	0.898	2533 ± 22	2520 ± 9	-1
R6.2	0.11	129	312	483	1.6	0.17008 ± 0.5	0.4818 ± 1	11.3 ± 1.1	0.902	2535 ± 22	2558 ± 8	1
5.1	0.00	403	971	1437	1.53	0.1707 ± 0.69	0.4832 ± 0.98	11.38 ± 1.2	0.815	2541 ± 20	2565 ± 12	1
15.1	0.08	170	406	494	1.26	0.17082 ± 0.5	0.4867 ± 1	11.46 ± 1.1	0.897	2556 ± 21	2566 ± 8	0
14.1	0.00	87.3	208	146	0.73	0.17092 ± 0.57	0.4895 ± 1.1	11.54 ± 1.2	0.886	2568 ± 23	2567 ± 10	0
1.1	0.02	236	562	757	1.39	0.17114 ± 0.33	0.4897 ± 1	11.55 ± 1.1	0.949	2569 ± 21	2569 ± 6	0
9.1	0.05	68	161	187	1.20	0.1719 ± 0.65	0.4921 ± 1.2	11.66 ± 1.3	0.873	2580 ± 25	2576 ± 11	0
3.1	0.07	97.8	231	197	0.88	0.17055 ± 0.55	0.4932 ± 1.1	11.6 ± 1.2	0.895	2584 ± 23	2563 ± 9	-1
7.1	0.06	280	661	1254	1.96	0.17017 ± 0.41	0.4934 ± 1	11.58 ± 1.1	0.926	2585 ± 21	2559 ± 7	-1
R6.1	0.03	251	590	1220	2.13	0.17086 ± 0.35	0.4944 ± 1	11.65 ± 1.1	0.946	2590 ± 22	2566 ± 6	-1
R6.3	0.05	251	588	1191	2.09	0.17123 ± 0.35	0.4973 ± 1	11.74 ± 1.1	0.943	2602 ± 21	2570 ± 6	-1
2.1	0.00	326	760	1631	2.22	0.17059 ± 0.3	0.4989 ± 0.98	11.73 ± 1	0.956	2609 ± 21	2564 ± 5	-2
4.1	0.03	318	736	1283	1.80	0.17074 ± 0.3	0.502 ± 1	11.82 ± 1	0.958	2622 ± 21	2565 ± 5	-2
8.1	0.16	114	262	328	1.29	0.17044 ± 0.56	0.5029 ± 1.1	11.82 ± 1.2	0.890	2626 ± 23	2562 ± 9	-2
6.1	0.06	309	700	1049	1.55	0.17065 ± 0.3	0.513 ± 1	12.07 ± 1	0.957	2669 ± 22	2564 ± 5	-4
Проба 22168/1												
3.1	0.85	44.7	169	65	0.40	0.1187 ± 1.4	0.3056 ± 1.1	5.002 ± 1.8	0.627	1719 ± 17	1937 ± 25	13
15.1	2.91	90.5	306	1002	3.38	0.1435 ± 1.8	0.3339 ± 1.1	6.61 ± 2.1	0.508	1857 ± 17	2270 ± 31	22
13.1	0.29	217	723	794	1.14	0.13687 ± 0.45	0.3479 ± 1	6.564 ± 1.1	0.911	1924 ± 17	2187.9 ± 8	14
12.1	0.18	214	692	1611	2.40	0.12581 ± 0.44	0.3596 ± 0.99	6.237 ± 1.1	0.915	1980 ± 17	2040.2 ± 8	3
R5.3	0.08	282	911	338	0.38	0.12737 ± 0.4	0.36 ± 0.97	6.323 ± 1	0.924	1982 ± 17	2062 ± 7	4
1.1	0.68	112	354	537	1.57	0.1422 ± 0.75	0.3651 ± 1	7.159 ± 1.3	0.808	2007 ± 18	2254 ± 13	12

Таблица 1 (окончание). U-Pb изотопные данные для цирконов из габбро-диоритов Кейвской структуры

Table 1 (end). U-Pb isotope data for zircons from gabbro-diorites of the Keivy structure

Зерно Точка	$^{206}Pb_c$, %	Содержания			$^{232}Th/^{238}U$	Изотопные отношения с коррекцией на обыкновенный свинец			Rho	Изотопный возраст с коррекцией на обыкновенный свинец		Disc, %
		$^{206}Pb^*$, мкг/г	U, мкг/г	Th, мкг/г		$^{207}Pb/^{206}Pb$ ± %	$^{206}Pb/^{238}U$ ± %	$^{207}Pb/^{235}U$ ± %		$^{206}Pb/^{238}U$, млн лет	$^{207}Pb/^{206}Pb$, млн лет	
Проба 22168/1												
R5.2	0.21	143	428	608	1.47	0.155 ± 1	0.3876 ± 1	8.28 ± 1.4	0.710	2212 ± 18	2402 ± 17	14
R5.1	0.34	173	492	826	1.73	0.14973 ± 0.49	0.4083 ± 1.2	8.43 ± 1.3	0.925	2207 ± 23	2343 ± 9	6
R5.4	0.14	221	621	1508	2.51	0.1483 ± 0.86	0.413 ± 1	8.44 ± 1.3	0.761	2228 ± 19	2326 ± 15	4
10.1	0.09	138	373	329	0.91	0.1561 ± 0.77	0.4322 ± 1.2	9.3 ± 1.4	0.836	2316 ± 23	2414 ± 13	4
11.1	0.07	192	510	334	0.68	0.1565 ± 0.39	0.4386 ± 1	9.46 ± 1.1	0.933	2344 ± 20	2418.2 ± 7	3
8.1	0.18	136	360	189	0.54	0.15691 ± 0.5	0.4399 ± 1	9.52 ± 1.1	0.896	2350 ± 20	2422.6 ± 9	3
7.1	0.16	105	267	422	1.64	0.16601 ± 0.53	0.4554 ± 1	10.42 ± 1.2	0.890	2419 ± 21	2517.8 ± 9	4
9.1	0.22	132	335	322	0.99	0.16496 ± 0.49	0.4557 ± 1	10.36 ± 1.1	0.900	2420 ± 21	2507.2 ± 8	4
5.1	0.08	148	371	524	1.46	0.16563 ± 0.44	0.4637 ± 1	10.59 ± 1.1	0.922	2456 ± 21	2513.9 ± 7	2
2.1	0.03	179	445	643	1.49	0.16457 ± 0.38	0.4682 ± 1	10.62 ± 1.1	0.937	2476 ± 21	2503.1 ± 6	1
14.1	0.17	135	333	373	1.16	0.16536 ± 0.49	0.4707 ± 1.1	10.73 ± 1.2	0.906	2486 ± 22	2511.3 ± 8	1
6.1	0.08	126	306	624	2.11	0.16605 ± 0.52	0.4799 ± 1	10.99 ± 1.2	0.893	2527 ± 21	2518.3 ± 9	0
4.1	0.07	88.6	214	226	1.09	0.16602 ± 0.55	0.4811 ± 1.1	11.01 ± 1.2	0.895	2532 ± 23	2517.9 ± 9	-1

Примечание. Погрешности приведены для интервала 1σ. Pb_c и Pb^* – обыкновенная и радиогенная составляющие соответственно. Ошибка калибровки стандарта 0.22–1.05 %. Коррекция на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb. *Rho* – коэффициент корреляции отношений $^{207}Pb/^{235}U$ – $^{206}Pb/^{238}U$. Disk=100*($T^{207/206}/T^{206/238}$-1).

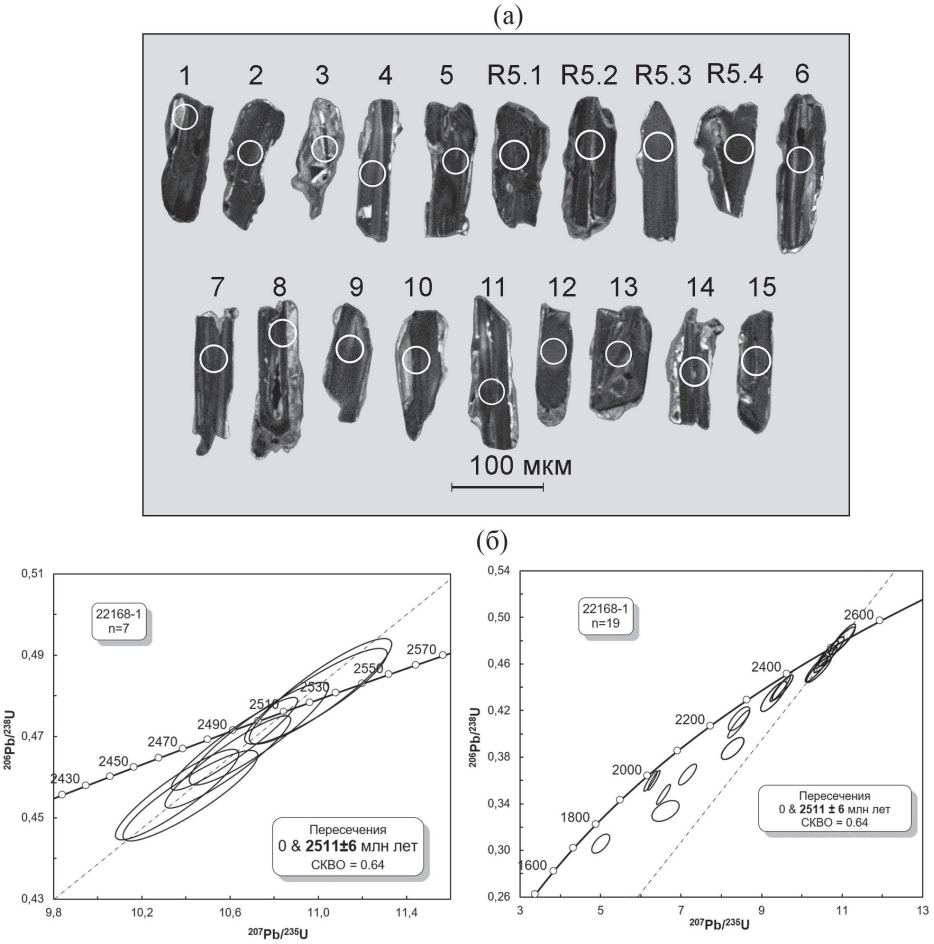


Рис. 4. Изображения в катодолюминесценции (а) и графики с конкордией (б) для цирконов из амфиболизированных габбро-диоритов (проба 22168/1)

Fig. 4. Cathodoluminescence images (a) and concordia plots (b) for zircons from amphibolized gabbro-diorite (sample 22168/1)

2511 ± 6 млн лет (СКВО = 0.64) (рис. 4б). Такое же значение (2512 ± 6 млн лет, СКВО = 0.61) получено и для средневзвешенного $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраста по тем же точкам. Остальные аналитические точки (12 шт.) вытянуты в виде «веерообразного» шлейфа вблизи конкордии, что, по-видимому, связано со значительными потерями радиогенного свинца, вызвавшими «омоложение» возраста. Подобные отклонения от реального возраста могут возникать при измерении цирконов с нарушенной кристаллической решеткой (Horie, Hidaka, Gauthier-Lafaye, 2006; Geisler, Schaltegger, Tomaschek, 2007; Kusiak et al., 2013; и др.).

Заключение

На основании изучения состава и возраста (U-Pb по циркону) в двух дайках габбро-диоритов установлено, что они имеют близкий минеральный состав и неоархейский возраст, но отличаются степенью тектоно-метаморфической переработки.

Тела габброидов относятся к группе лейкократовых полевошпатовых габбро-амфиболитов и присутствуют как в осевой части Кейвской структуры, так и в южном ее крыле.

В южном крыле структуры они менее переработаны наложенными процессами и имеют U-Pb по циркону возраст 2565 ± 7 млн лет.

В осевой части структуры габбро-диориты подверглись интенсивным тектоно-метаморфическим преобразованиям и для них характерен более молодой U-Pb по циркону возраст 2511 ± 6 млн лет. Не исключено, что такое «омоложение» связано с потерей радиогенного свинца.

Установлен временной интервал формирования сланцев кейвской серии. Нижним ограничителем выступает время кристаллизации кислых вулканитов лебяжинской свиты, на которых залегают сланцы: по одним данным – 2871 ± 15 млн лет (Баянова, 2004), по другим – 2678 ± 7 млн лет (Balagansky et al., 2020) и 2763 ± 7 млн лет (устное сообщение И. А. Житниковой), а верхним ограничителем служит значение возраста секущих тел габбро-диоритов 2565 ± 7 – 2511 ± 6 млн лет. На этом основании можно говорить о позднеархейском, а не раннепротерозойском времени формирования сланцев кейвской серии.

В легендах ныне действующих государственных геологических карт нового поколения толща глиноземистых сланцев кейвской серии занимает разное положение.

В легенде Балтийской серии листов ГК-1000/3 (Астафьев и др., 2012) сланцы отнесены к червуртской и выхчуртской свитам кейвской серии позднего лопия.

В сводной легенде к обновленной цифровой геологической карте м-ба 1: 200 000 (лист Краснощелье) (Ремезова и др., 2007) червуртская и выхчуртская свиты отнесены к образованиям раннего карелия. А силлово-дайковый комплекс габбро-амфиболитов, секущий разрез кейвской серии, рассматривается в качестве раннепротерозойского.

Полученные новые геохронологические данные согласуются с приведенными в легенде Балтийской серии листов ГК-1000/3.

Благодарности

Работа выполнена в рамках проектов: «ГДП-200 с подготовкой к изданию листов Q-37-I, II (Западно-Кейвская площадь) (2024–2026 гг.)», «Изотопно-геохимическое и геохронологическое изучение магматических и метаморфических комплексов для решения геологических и прогнозно-минерагенических задач мониторинга ГК-1000/3, сводного и обзорного геологического картографирования территории Российской Федерации (2022–2024 гг.)» и темы НИР ИГГД РАН (№ FMUW-2025-0003).

Литература

1. Астафьев Б. Ю., Богданов Ю. Б., Воинова О. А., Воинов А. С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q-37 – Архангельск. СПб. 2012. 302 с.
2. Баянова Т. Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб. Изд-во: Наука, 2004. 174 с.
3. Белолипецкий А. П., Гаскельберг В. Г., Гаскельберг Л. А., Антонюк Е. С., Ильин Ю. И. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л. Изд-во: Наука, 1980. 238 с.
4. Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.–Л. Изд-во: АН СССР, 1963. 322 с.
5. Бушмин С. А., Глебовицкий В. А., Прасолов Э. М., Лохов К. И., Вапник Е. А., Савва Е. В., Щеглова Т. П. Происхождение и состав флюида, ответственного за метасоматические процессы в зонах сдвиговых деформаций тектонического покрова Большие Кейвы Балтийского щита: изотопный состав углерода графитов // Доклады АН. 2011. Т. 438, № 3. С. 379–383.
6. Ветрин В. Р., Родионов Н. В. Геология и геохронология неоархейского анорогенного магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров // Петрология. 2009. Т. 17, № 6. С. 578–600.
7. Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова (состояние изученности и проблемы). Л. Изд-во: Наука, 1983. 96 с.
8. Лобиков А. Ф., Богомолов Е. С., Гусева В. Ф., Левский Л. К. Геохронология метаморфических и метасоматических процессов (Кейвский террейн, Кольский п-ов.) // Геохронологические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. М. Изд-во: ВИМС, 2012. С. 226–228.
9. Мележик В. А., Басалаев А. А., Предовский А. А., Балабонин Н. Л., Болотов В. И., Павлова М. А., Гавриленко Б. В., Абзалов М. З. Углеродистые отложения ранних этапов развития Земли (геохимия и обстановки накопления на Балтийском щите). Л. Изд-во: Наука, 1988. 197 с.
10. Минц М. В. Кейвская вулкано-тектоническая палеодепрессия // Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2 т. М. Изд-во: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. Т. 1. С. 84–93.
11. Мирская Д. Д. Петрология метабазитов района Кейв (Кольский полуостров). Л. Изд-во: Наука. Ленинградское отделение, 1968. 168 с.

12. Мирская Д. Д. Древнейшие вулканогенные толщи восточной части Кольского полуострова и возможность их палеовулканологических реконструкций // Вулканизм докембрия. Петрозаводск Изд-во: Карелия, 1976. С. 73–81.
13. Мудрук С. В. Стратигрфия Кейвского террейна: обзор // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2022. № 19. С. 253–259.
14. Негруца В.З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л. Изд-во: Наука, 1984. 270 с.
15. Пиндюрина Е. О., Кольцов А. Б. Кристаллические сланцы Кейвского метаморфического комплекса (Кольский п-ов): минеральные парагенезисы и условия формирования // Вестник СПбГУ. Серия: Науки о Земле. 2015. Вып. 2. С. 38–58.
16. Радченко А. Т., Балаганский В. В., Басалаев А. А., Беляев О. А., Пожиленко В. И., Радченко М. К. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500000. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН, 1994. 95 с.
17. Ремизова А. М., Семушина Н. А., Плотникова И. А. Объяснительная записка к геологической карте Мурманской области. Масштаб 1:200 000. Листы Q-37-I, II. Краснощелье. Редактор Ремизова А. М. // Отчёт о составлении обновлённой цифровой геологической карты Мурманской области масштаба 1:200 000. Кн. 18. Апатиты. 2007. 117 с.
18. Black L. P., Kamo S. L., Alen C. M., Aleinikoff J. N., Davis D. W., Korsch R. J. and Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chemical Geology. 2003. V. 200 (1–2), P. 155–170.
19. Bridgwater D., Scott D. J., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Marker M., Bushmin S. A., Alexeyev N. L., Daly J. S. Age and provenance of Early Precambrian metasedimentary rocks in the Lap-land-Kola Belt, Russia: evidence from Pb and Nd isotopic data // Terra Nova. 2001. V. 13, No. 1. P. 32–37. https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2001.00307.x.
20. Melezhik V. A., Hanski E. J. The Early Paleoproterozoic of Fennoscandia: Geological and Tectonic Settings // Reading the Archive of Earth's Oxygenation. V. 1: The Paleoproterozoic of Fennoscandia as context for the Fennoscandian Arctic Russia–Drilling Early Earth Project (Frontiers in Earth Sciences). Berlin Heidelberg: Springer Verlag. 2013. P. 33–38. https://doi.org/10.1007/978-3-642-29682-6_3.
21. Mudruk S. V., Balagansky V. V., Raevsky A. B., Rundkvist O. V., Matyushkin A. V., Gorbunov I. A. Complex shape of the Paleoproterozoic Serpovidny refolded mega-sheath fold in northern Fennoscandia revealed by magnetic and structural data // Journal of Structural Geology. 2022. V. 154. P. 104492. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104492.
22. Horie K., Hidaka H., Gauthier-Lafaye F. Elemental distribution in zircon: alteration and radiation-damage effects // Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C. 2006. V. 31 (10–14) P. 587–592. DOI: 10.1016/j.pce.2006.01.001.
23. Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of Zircon in Aqueous Fluids and Melts // Elements. 2007. No. 3. P. 43–50.
24. Kusiak M. A., Whitehouse M. J., Wilde S. A., Nemchin A. A., Clark C. Mobilization of radiogenic Pb in zircon revealed by ion imaging: Implications for early Earth geochronology // Geology. 2013. V. 41. P. 291–294. DOI:10.1130/G33920.1.
25. Ludwig K. P. SQUID 1. 00. A User's Manual. Berkeley Geochronology Center. Special Publication. 2000. No. 2. 17 p.
26. Ludwig K. P. Isoplot/Ex. A User's Manual. Berkeley Geochronology Center. Special Publication. 2001. No. 1. 56 p.
27. Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Rev. Econ. Geol / (Eds.) McKibben M. A., Shanks III W.C., Ridley W.I. 1998. V. 7. P. 1–35.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 14–22

Породообразующие минералы норильских рудоносных интрузивов как показатели петро- и рудогенеза

Криволуцкая Н. А. [1], **Гонгальский Б. И.** [2], **Свирская Н. М.** [1], **Кузьмин Д. В.** [3]

[1] *Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского, Москва, nakriv@mail.ru, nsvirsk@mail.ru*

[2] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, brgon@igem.ru*

[3] *Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, kuzmin@igm.nsc.ru*

Аннотация. Для установления критериев присутствия медно-никелевых руд в базит-ультрабазитовых массивах проведено изучение составов породообразующих минералов месторождений Норильского района (Талнахского и Масловского) с помощью электронного микрозонда, лазерной абляции и методом вторично ионной масс-спектрометрии, а также расплавных включений в них. Установлено, что не только вертикальном разрезе интрузивов состав минералов варьирует в зависимости от магнезиальности пород, но и характер распределения элементов-примесей в них подчиняется в каждом горизонте своему закону (в пикритовом, такситовом или оливиновом). Наиболее контрастно отличаются друг от друга оливины из пикритовых габбро-долеритов разных по рудоносности массивов по набору элементов-примесей (Ni, Ca, Ti, V, HREE, Y). Самые значительные различия в составах породообразующих минералов получены для Масловского месторождения, в составе которого на основании минералого-геохимических данных выделены два массива – Северный и Южный. Изучение состава родоначального расплава Южно-Масловского интрузива, базирующееся на анализе расплавных включений в клинопироксене, свидетельствует о его их соответствии типичным внутриплитным магмам. Полученные результаты могут использоваться при поиске новых рудоносных массивов в совокупности с другими признаками.

Ключевые слова: Норильский район, оливин, пироксен, Масловское месторождение, расплавные включения.

Title Rock-forming minerals of Norilsk ore-bearing intrusions as indicators of petro- and ore genesis

Krivolutskaya N. A. [1], **Gongalsky B. I.** [2], **Svirskaya N. M.** [1], **Kuzmin D. V.** [3]

[1] *V. I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Moscow, nakriv@mail.ru, nsvirsk@mail.ru*

[2] *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, brgon@mail.ru*

[3] *V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, kuzmin@igm.nsc.ru*

Annotation. To establish the criteria for the presence of copper-nickel ores in basite-ultrabasite massifs, the compositions of rock-forming minerals in the Norilsk deposits (Talnakh and Maslovsky) were studied using electron microprobe, laser ablation and secondary ion mass spectrometry, as well as melt inclusions in them. It was found that the composition of minerals varies not only in the vertical section of intrusions depending on the magnesium of rocks, but also the character of distribution of element-impurities in them obeys a different law in each horizon (in picritic, taxitic or olivinebearing). Olivines from picritic gabbro-dolerites of different ore-bearing massifs differ from each other most contrastingly in the set of element-impurities (Ni, Ca, Ti, V, HREE, Y). The most significant differences in the compositions of the rock-forming minerals were obtained for the Maslovsky deposit, in which two massifs – Northern and Southern – were identified on the basis of mineralogical and geochemical data. The study of the parental melt composition for the South Maslovsky intrusion, based on the analysis of melt inclusions in clinopyroxene, indicates its correspondence to typical intraplate magma. These results, in combination with other features, can be used in prospecting of new ore-bearing massifs.

Keywords: Norilsk district, olivine, pyroxene, Maslovsky deposit, melt inclusions.

Введение

Богатые платино-медно-никелевые руды ассоциируют с редкими массивами ультрабазит-базитового состава, локализованными на северо-западе Сибирской платформы (Дюжиков и др., 1988). Такая избирательная рудоносность единичных интрузивов в Норильском районе среди огромного множества аналогичных интрузивных тел остро ставит вопрос о специфике их составов относительно остальных базитовых массивов нормальной щелочности и условиях их кристаллизации. На протяжении последних трех десятилетий во многих публикациях предполагается ведущая роль летучих компонентов в рудообразовании, что означает существование особого флюидного режима при формировании PGE-Cu-Ni месторождений (Дистлер и др., 1999; Barnes et al., 2019, Yao, Mungall, 2020). Однако при этом ни состав самих магм, ни содержания в них флюидов не приводятся. Ранее нами было показано (Криволуцкая и др., 2021), что все массивы норильского комплекса характеризуются очень близким составом пород вне зависимости от содержания в них сульфидов. Таким образом, по химическому составу пород невозможно судить о рудоносности того или иного массива. Поэтому авторы решили попробовать использовать для этих целей составы породообразующих минералов, особенно ранних ликвидусных фаз – оливинов и пироксенов, а также расплавные включения в них.

Краткие сведения о геологии района

На территории Норильского района на поверхности обнажаются осадочные породы кембрия-нижней перми (мощностью до 11 км), перекрывающиеся вулканогенными породами Сибирской трапповой формации (P_3-T_1), мощность которых достигает 3.5 км (Дюжиков и др., 1988). Интрузивные образования локализованы практически во всех горизонтах стратифицированной толщи и подразделены на несколько комплексов, из которых к норильскому рудоносному комплексу отнесены дифференцированные лентообразные тела габбро-долеритов (рис. 1). Средняя мощность последних составляет около 100 м. Они содержат PGE-Cu-Ni вкрапленные и массивные сульфидные руды, в которых запасы никеля варьируют на 3 порядка в разных месторождениях. В вертикальном разрезе все рудоносные массивы характеризуются близким строением, снизу вверх в них установлены следующие разновидности габбро-долеритов: контактовые, такситовые, пикритовые, оливиновые, оливинсодержащие, безоливиновые; в верхней части отмечаются лейкогаббро, габбро-диориты, верхние такситовые и пикритовые габбро-долериты, верхние контактовые габбро-долериты. Сульфидная вкрапленность приурочена к нижним такситовым и пикритовым габбро-долеритам; в нижнем эндо- и экзоконтактах располагаются жилы массивных руд.

Объекты и методы исследования

В качестве объектов исследования были выбраны два месторождения в Норильском районе, характеризующиеся разными запасами никеля: Талнахское и Масловское. Массивы без промышленной минерализации: Норильск 2, Нижне-Талнахский (рис. 1) и Зеленогривский (к югу от площади, показанной на рис. 1) были изучены ранее (Криволуцкая и др., 2024). По опорным скважинам в них были изучены составы породообразующих минералов, главным образом, оливинов и пироксенов, а также расплавные и флюидные включения в них.

Состав минералов изучался авторами с помощью микрорентгеноспектрального анализа на микрозонде JXA 8200 «Geol» в Институте химии им. Макса Планка (Майнц, Германия) с помощью усовершенствованной методики – при токе зонда 300 nA и ускоряющем напряжении 20 kV (Sobolev et al., 2007), позволяющей повысить точность измерения в оливинах примесных элементов (Al, Ti, Co) до 20 г/т. Редкие и редкоземельные элементы (Co, Cu, Nd, Sm, Ce, Cr, V, Dy, Y, Yb, Er, Sr, Eu) в минералах были определены методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме с лазерным пробоотбором вещества (масс-спектрометр Thermo Finnigan ELEMENT 2 с лазером New Wave UP 193 и видеокамерой для вывода изображения на монитор компьютера) в Институте химии им. Макса Планка. В качестве стандартов использовались NIST SRM 612 и KL2-G. Диаметр лазера для пробоотбора менялся от 50 до 90 мкм в зависимости от размеров объ-

Рис. 1. Схема расположения месторождений в Норильском районе
Fig. 1. The schema of the deposits' location in the Norilsk region

екта исследований. Для определения содержаний элементов-примесей в пироксенах и в стеклах расплавных включений (Li, Be, B, Ti, Cr, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Dy, Er, Yb, Hf, Pb, Th, U), а также воды и фтора применялся метод вторично-ионной масс-спектрометрии (микроанализатор Cameca-ims4f, ЯФ ФТИАН, г. Ярославль, аналитики С. Г. Симакин и Е. В. Потапов.)

Результаты исследований

Талнахское месторождение (Талнахский интрузив)

Наиболее детально нами было изучено строение и условия кристаллизации Талнахского массива по скважине ОУГ-2. В данном месте интрузив имеет контрастное строение (рис. 2 а): его нижняя часть обогащена оливином, а верхняя сложена безоливиновыми разновидностями – призматическизернистыми габбро-долеритами. Мы исследовали состав оливина и пироксена в этом разрезе по 18 образцам отобранным по вертикали из главных разновидностей пород (рис. 2 б). Состав оливина меняется по разрезу от Fo_{67} до $Fo_{81.5}$ и зависит от магнезиальности пород, что ранее отмечалось исследователями (Рябов, 1992). Но мы впервые на большом статистическом материале показали поведение элементов-примесей.

Наибольший интерес представляет распределение никеля как главного рудного металла. Оно является очень сложным и определяется не только магнезиальностью расплава и, соответствен-

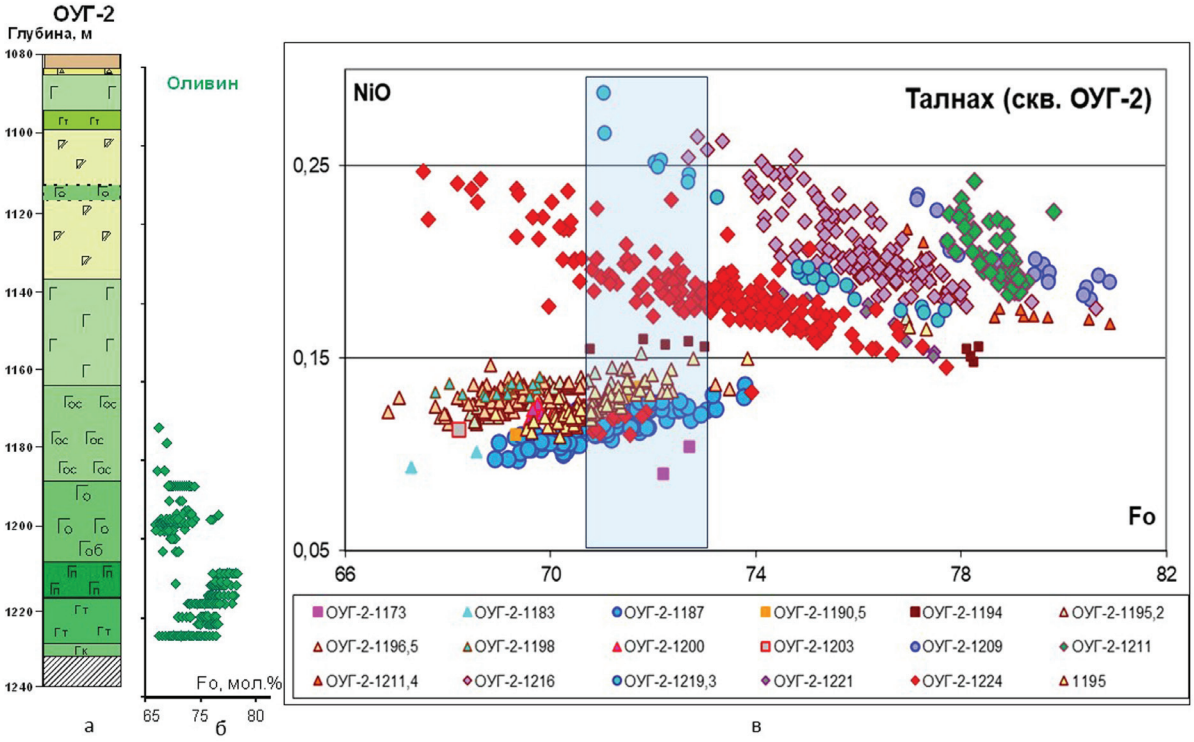


Рис. 2. Строение Талнахского интрузива (а), изменение состава оливина в разрезе (б) и диаграмма Fo (мол. %) – NiO (мас. %) для оливинов Талнахского интрузива. Разновидности пород, габбро-долериты: Гк – контактовые; Гт – такситовые; Гп – пикритовые; Го – оливиновые; Гос – оливинсодержащие; Г – безоливиновые; треугольники с чертой – призматическизернистые габбро-долериты. Данные в табл. 1 и (Криволуцкая и др., 2024)

Fig. 2. Structure of the Talnakh intrusion (a), change in olivine composition in the section (b) and Fo (mol %) – NiO (wt %) diagram for olivines of the Talnakh intrusion. Rock varieties, gabbro-dolerites: Гк – contact, Гт – taxitic, Гр – picritic, Го – olivine, Гос – olivine-bearing, Г – olivine-free; triangles with a line – prismatic-grained gabbro-dolerites. Data in Table 1 and (Krivolutskaya et al., 2024)

но, оливина, но и присутствием сульфидного расплава в родоначальной магме (табл. 1). Как показано на рис. 2в, для каждого образца характерен свой тренд составов, образуемый в координатах Fo – NiO. Оливины из верхней части разреза (оливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты) являются наиболее железистыми (Fo_{67} – Fo_{74}), для них типична высокая степень корреляции магния и никеля при низких содержаниях NiO (0.1–0.15 мас. %). В породах, где появляются сульфиды (такситовых и пикритовых габбро-долеритах) поведение никеля в оливине резко меняется – его концентрации возрастают с увеличением железистости минерала (до 0.3 мас.%) в $Fo_{71\text{-}72.}$ Такие тренды характерны для всех образцов, в которых присутствуют высокомагнезиальные оливины (> Fo_{74}) в ассоциации с сульфидами. Следует отметить, что наклон образуемых точками составов трендов возрастает в самых магнезиальных оливинах (Fo_{78} – Fo_{80}), то есть в пикритовых габбро-долеритах. Полученные результаты имеют важное прикладное значение, поскольку содержания никеля в оливинах части используют в качестве поискового критерия при изучении новых габброидных массивов. На приведенной диаграмме (рис. 2в) показано полупрозрачное поле, в которое при одной и той же магнезиальности оливина попадают совершенно разные по никелю составы, отличающиеся концентрациями NiO в 3 раза (от 0.1 до 0.3 мас. %)! Таким образом, сопоставление оливинов между собой, отобранных из разных массивов, должно производиться только из соответствующих горизонтов.

Авторами обнаружены в оливинах высокие содержания редких элементов, таких как Dy, Yb, Er (Криволуцкая и др., 2023). Но в данной работе мы демонстрируем поведение Y, концентрации которого выше, чем упомянутых элементов. Его максимальные значения превышают 2 ppm как в пикритовых, так и такситовых, и оливиновых габбро-долеритах. Но в каждой из указанных разновид-

ностей пород распределение иттрия специфично: на диаграмме Fo-Y (рис. 3) точки составов образуют самостоятельные тренды в каждом типе пород. Наиболее крутой из них характерен для самых магнезиальных оливинов из пикритовых габбро-долеритов, более пологий – для такситовых габбро-долеритов и далее для оливиновых и оливинсодержащих разновидностей габбро-долеритов. При этом содержания иттрия снижаются в последнем случае в два раза.

Таблица 1. Выборочные составы оливинов из пород Талнахского массива, мас. % (скв. ОУГ-2)
Table 1. Selected compositions of olivines from the rocks of the Talnakh massif, wt. % (borehole OUG-2)

№ обр.	Fo	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Cr_2O_3
1195	71.0	38.31	0.030	0.011	26.56	0.45	36.56	0.172	0.13	0.031	0.006
1195	70.5	37.768	0.026	0.016	26.794	0.46	35.93	0.145	0.12	0.027	0.002
1195.2	70.8	37.959	0.028	0.012	26.567	0.45	36.21	0.175	0.12	0.030	0.003
1196	70.6	37.68	0.034	0.018	26.66	0.44	35.85	0.105	0.14	0.070	0.004
1196	71.5	36.81	0.032	0.013	25.26	0.43	35.58	0.169	0.14	0.070	0.013
1200	70.0	37.92	0.039	0.008	27.27	0.47	35.74	0.144	0.12	0.073	0.007
1200	69.7	37.68	0.044	0.004	27.43	0.47	35.46	0.047	0.13	0.074	0.004
1209	80.5	38.89	0.028	0.014	18.26	0.28	42.31	0.141	0.18	0.059	0.016
1209	80.4	38.87	0.025	0.013	18.35	0.28	42.31	0.141	0.19	0.059	0.016
1211	79.0	38.45	0.029	0.013	19.62	0.32	41.40	0.145	0.19	0.028	0.012
1211	78.1	38.35	0.024	0.022	20.41	0.32	40.86	0.148	0.21	0.028	0.010
1211	80.9	38.92	0.016	0.022	17.99	0.28	42.72	0.142	0.17	0.060	0.028
1211	79.4	38.04	0.018	0.027	19.22	0.29	41.58	0.133	0.17	0.062	0.032
1214	76.3	38.655	0.026	0.010	21.98	0.35	39.66	0.136	0.24	0.029	0.017
1214	77.0	38.925	0.035	0.030	21.49	0.34	40.35	0.146	0.19	0.028	0.015
1219	72.0	37.34	0.031	0.000	25.20	0.40	36.36	0.122	0.25	0.073	0.005
1219	71.0	37.43	0.047	0.013	26.02	0.44	35.76	0.105	0.29	0.070	0.009
1221	77.3	38.81	0.025	0.020	21.24	0.33	40.47	0.145	0.16	0.067	0.020
1221	77.5	38.77	0.030	0.023	20.93	0.33	40.35	0.146	0.15	0.067	0.178
1224	74.4	37.88	0.026	0.013	23.39	0.36	38.17	0.125	0.17	0.072	0.018
1224	75.3	38.13	0.018	0.018	22.52	0.36	38.60	0.138	0.16	0.068	0.012

Примечание. № обр. обозначает глубину по скв. ОУГ-2. Note. No. rev. denotes the depth of borehole OUG-2.

Анализ составов клинопироксенов из тех же горизонтов Талнахского интрузива, что и оливинов, а также из верхних такситовых габбро-долеритов свидетельствует о том, что элементы-примеси в них ведут себя сходным образом с поведением примесей в оливинах. Это, в первую очередь,

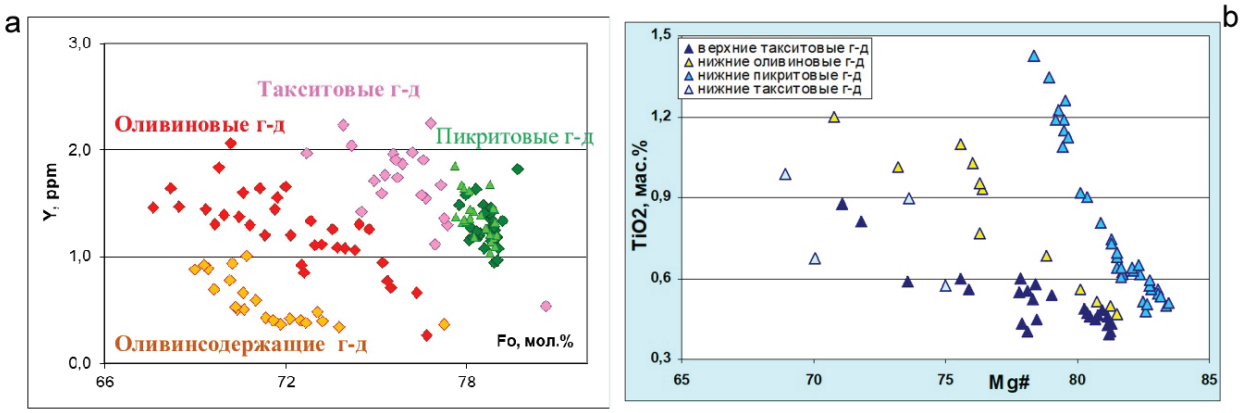


Рис. 3. Диаграмма Fo-Y для оливинов (а) и пироксенов (б) Талнахского массива
Fig. 3. Fo-Y diagram for olivines (a) and pyroxene (b) of the Talnakh massif

касается титана (рис. 3 б), который повторяет распределение иттрия в оливинах. Наиболее крутой тренд образуют точки составов клинопироксенов из пикритовых габбро-долеритов, характеризующиеся одновременно и самыми высокими концентрациями TiO_2, достигающими почти 1.5 мас. %. Более пологим трендом характеризуются пироксены из оливиновых габбро-долеритов из нижней зоны массива и, наконец, самыми пологие тренды отмечаются для такситовых габбро-долеритов как из нижней части массива, так и из верхней (соответственно отмеченные как «нижние» и «верхние» такситовые габбро-долериты на рис. 3 б).

Масловское месторождение (Северо-Масловский и Южно-Масловский интрузивы)

Масловское месторождение (рис. 1) связывалось геологами с единым Масловским интрузивом, рассматривающимся как южное окончанием интрузива Норильск 1. В ходе наших исследований было выделено в его строении два независимых массива, с которыми ассоциируют преимущественно вкрапленные сульфидные руды, а также редкие тела жильных руд – Северо-Масловский и Южно-Масловский интрузивы. Этот результат базируется на установленной нами разнице между составами породообразующих минералов южной и северной частей месторождения (Криволуцкая и др., 2024). Здесь мы приводим данные по распределению тех элементов в оливинах, по которым они отличаются наиболее контрастно в разных массивах. К ним относятся, в первую очередь, цирконий и титан (рис. 4 а, б). Красными значками обозначены составы оливинов, отобранных для изучения из северной части массива, из скважины ОМ-4, а зелеными разных оттенков – из южной части, из скважин ОМ-20 и ОМ-24. На эти же диаграммы нанесены составы оливинов из массива Норильск 1, содержащего одноименное месторождение (сиреневые значки). Все оливины характеризуют пикритовые горизонты указанных интрузивов (табл. 2).

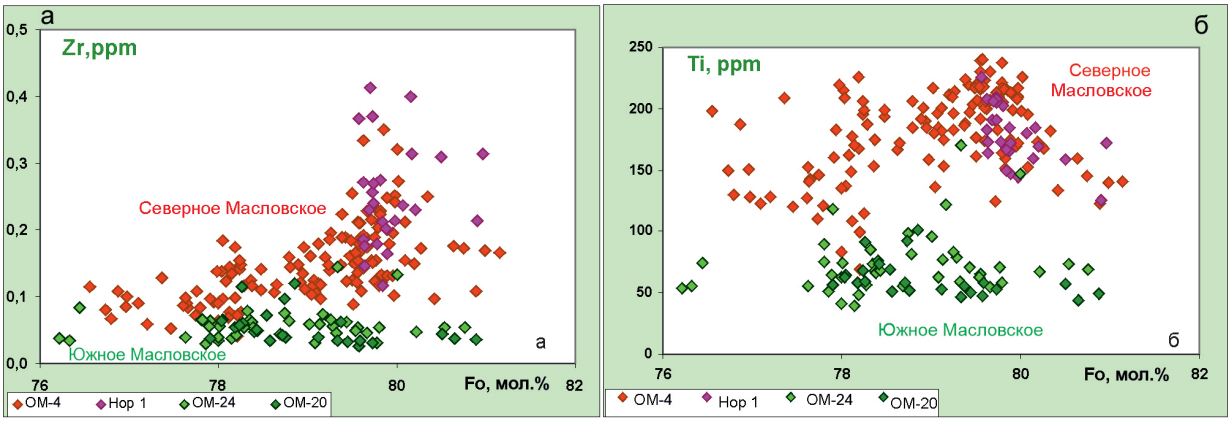


Рис. 4. Диаграммы Fo-Zr (а) Fo-Ti (б) для оливинов Масловского и Норильск 1 месторождений. Данные в табл. 2 и (Криволуцкая и др., 2024 б)

Fig. 4. Fo-Zr (a) Fo-Ti (b) diagrams for olivines of the Maslovsky and Norilsk 1 deposits. Data in Table 2 and (Krivolutskaya et al., 2024 b)

Состав родоначальной магмы Южно-Масловского интрузива

Южно-Масловский интрузив является уникальным среди интрузивов норильского комплекса, благодаря своему высокому положению в стратиграфическом разрезе Норильского района: он прорывает породы нижней подсвиты надеждинской свиты туфо-лавовой толщи (T_1), в то время как остальные интрузивы, как правило, залегают значительно ниже – в породах девона или тунгусской серии (C_2-P_1). Вероятно, благодаря этому, массив характеризуется очень быстрым остыванием родоначальной магмы, о чем свидетельствует наличие стекла в породах, а также многочисленные стекловатые включения в породообразующих минералах, в основном, в пироксенах (рис. 5), а также в плагиоклазах и единичных зернах оливина в верхней зоне массива. Включения представлены стеклом (G), пузырем (B) и кристаллами титаномагнетита (Ti-Mag). Нами выполнены эксперименты по нагреванию расплавных включений в клинопироксенах. Включения полностью гомогенизиру-

ются в стекло при T = 1190 °C, реже они содержат небольшой (< 10 об. %) вакуумный пузырь. Состав их соответствует толеитовому базальту (среднее из 6 включений): SiO_2 – 51.02, TiO_2 – 1.6, Al_2O_3 – 14.33, FeO – 13.21, MnO – 0.22, MgO – 6.32, CaO – 10.51, Na_2O – 2.88, K_2O – 0.68, P_2O_5 – 0.20, Cl – 0.18, S – 0.12.

С помощью вторично ионной масс-спектроскопии были измерены содержания летучих компонентов в экспериментально полученных стеклах. Они соответствуют содержаниям флюидов во внутриплитных магмах (мас. %): H_2O – 0.6, CO_2 – 0.15, B – 0.004.

Таблица 2. Состав оливинов из пикритовых габбро-долеритов Масловского месторождения

Table 2. Composition of olivines from the picritic gabbro-dolerites of the Maslovsky deposit

№	811	811	807	807	807	1006	1006	1006	1006
Fo	78.7	80.2	75.8	78.2	77.9	80.6	80.0	80.1	80.9
SiO_2	38.68	38.82	38.02	38.48	38.70	39.06	39.24	39.27	39.43
FeO	19.79	18.53	22.32	20.27	20.60	18.26	18.85	18.78	18.09
MnO	0.31	0.29	0.34	0.31	0.31	0.28	0.29	0.29	0.28
MgO	41.11	42.16	39.24	40.67	40.61	42.65	42.22	42.37	42.96
CaO	0.23	0.27	0.28	0.31	0.30	0.14	0.10	0.12	0.13
NiO	0.19	0.21	0.19	0.19	0.19	0.22	0.26	0.25	0.23
Cr_2O_3	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02
Total	100.42	100.39	100.47	100.33	100.81	100.70	101.05	101.16	101.22
Y	0.73	0.28	0.35	0.23	0.22	0.71	1.20	1.46	0.42
Dy	0.07	0.02	0.04	0.02	0.01	0.08	0.09	0.12	0.03
Ho	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.05	0.02
Er	0.11	0.05	0.05	0.03	0.04	0.11	0.22	0.27	0.07
Tm	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.05	0.05	0.01
Yb	0.22	0.09	0.10	0.07	0.07	0.19	0.46	0.50	0.14
Lu	0.04	0.02	0.02	0.02	0.01	0.04	0.09	0.10	0.03
Ti	98.5	67.0	46.9	39.3	51.2	159	210	196	123
Cu	1.39	0.81	0.79	1.21	1.37	0.83	0.80	0.95	0.78
Zn	29	120	173	151	156	112	120	118	114
Sc	11.7	9.0	9.2	9.2	9.2	9.1	9.4	9.6	8.3
Al	176	162	151	169	175	147	87	106	153
Zr	0.08	0.05	0.05	0.04	0.03	0.18	0.25	0.21	0.11
Co	184	181	182	185	198	182	172	175	181
Ge	0.90	0.82	0.76	0.83	0.80	0.78	0.90	0.74	0.86
V	13.8	10.7	15.5	14.8	14.0	9.40	7.58	8.64	8.53
Li	7.25	4.53	6.20	4.26	4.26	5.63	4.47	5.15	3.74

Примечание. Оксиды даны в мас. %, элементы – в ppm. № обр. 811, 807 – Южно-Масловский массив, 1006 – Северо-Масловский массив.

Notes. Oxides are given in wt. %, elements – in ppm. Nos. 811, 807 – South Maslovsky massif, 1006 – North Maslovsky massif.

Обсуждение полученных результатов

Проблема выделения рудоносных интрузивов среди огромного сообщества ультрабазит-базитовых тел на Сибирской платформе стоит перед исследователями на протяжении нескольких десятилетий. С этой целью использовались как состав пород, так и строение и состав окружающих рудоносные массивы метаморфических и метасоматических ореолов. Но ни те, ни другие критерии до сих пор не привели к успешному обнаружению новых месторождений даже на северо-западе Сибирской магматической провинции. Попытки использовать для этих целей породообразующие минералы также предпринимались неоднократно, особое внимание уделялось содержаниям никеля

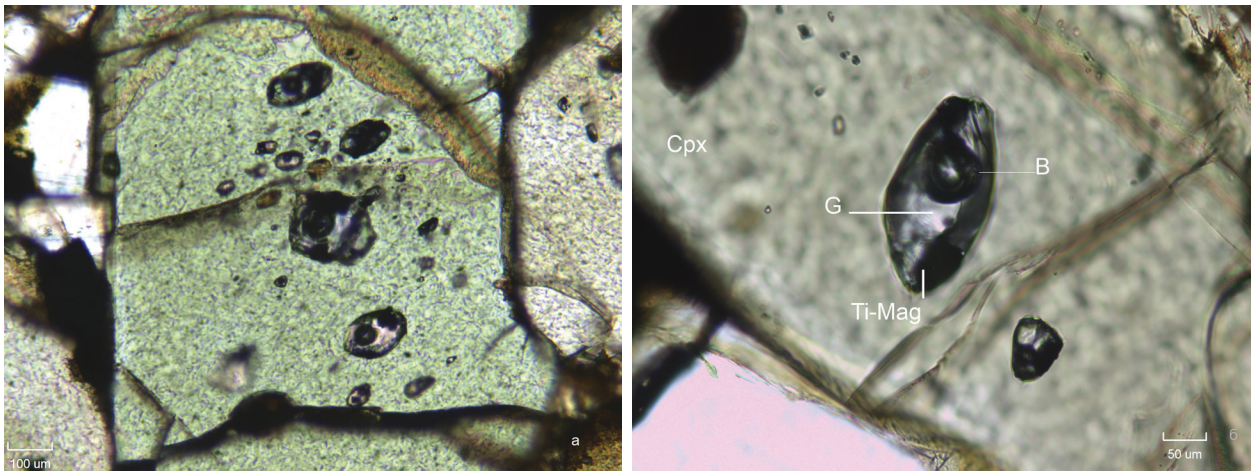


Рис. 5. Расплавные включения в клинопироксенах габрро-долеритов Южно-Масловского массива: а – многочисленные включения в центральной части зерна (шкала слева внизу – 100 мкм); б – крупное расплавное включение, состоящее из стекла (G), титаномагнетита Ti-Mag и пузыря (B); в клинопироксене (Cpx); шкала справа внизу – 50 мкм. Обр. ОМ-24/670

Fig. 5. Melt inclusions in clinopyroxenes of gabrro-dolerites of the Yuzhno-Maslovsky massif: a – numerous inclusions in the central part of the grain (scale on the lower left – 100 μm); b – large melt inclusion consisting of glass (G), titanomagnetite Ti-Mag and bubble (B) in clinopyroxene (Cpx); scale on the lower right – 50 μm. Obr. OM-24/670

в оливине (Рябов, 1992), а также составу хромшпинелидов (Barnes, Kunilov, 2000). Последние не являются широко распространенными минералами, поэтому их использование вряд ли рационально. А интерес к оливинам является вполне обоснованным, так как он является самой ранней ликвидусной фазой, которая фиксирует различия в составах родоначальных расплавов и условия их кристаллизации для массивов разной рудоносности. Развитие современных локальных методов изучения вещества позволило выйти на новый уровень исследования минералов. Впервые нами с помощью лазерной абляции и ионного микрозонда были получены содержания ряда редких элементов, в том числе и редкоземельных, в оливинах и пироксенах норильских месторождений. Полученные данные позволили разделить интрузивы по набору примесей, что было показано с помощью дискриминантного анализа (Криволуцкая и др., 2024). В данной статье продемонстрирована разница между оливинами северной и южной частей Масловского месторождения, на основании которой в его строении были выделены Северо-Масловский и Южно-Масловский интрузивы. Эти данные наряду с другими можно использовать при разработке поисковых критериев.

На протяжении многих лет исследователями полагалось, что рудоносные интрузивы характеризуются особым флюидным режимом по сравнению с безрудными массивами, а именно повышенными содержаниями воды и хлора (Дистлер и др., 1999) или присутствием восстановленных газов – H_2S, HN4 и др. (Служеникин и др., 1994; Аплонов, 1995; Неручев, Прасолов, 1995). Изученные породы Южно-Масловского интрузива оказались чрезвычайно благоприятными для изучения содержаний летучих компонентов в расплавах и показали, что они кристаллизовались из типичных внутриплитных магм с низкими концентрациями воды, углекислого газа, а также не содержат соединений водорода.

Благодарности

Авторы благодарят геологов ООО «Норильскгеология» В. А. Радько, С. Г. Снисара и других за предоставленную возможность изучения керна скважин норильских месторождений. Особую признательность авторы выражают академику А. В. Соболеву за помощь в проведении аналитических работ в лабораториях Института химии им. Макса Планка.

Работа выполнена в рамках Госзадания ГЕОХИ РАН FMMZ-2024-0042 «Процессы, контролирующие образование и эволюцию литосферы Земли», а также при финансовой поддержке РФФИ (№ 18-05-70094) и гранта Вольфганга Пауля (Германия).

Литература

1. Аплонов В. С. Флюидный режим и проблемы платиноносности дифференцированных интрузий основного состава // Платина России. М. Изд-во: Геоинформмарк, 1995. С.102–106.
2. Дистлер В. В., Служеникин С. С., Кабри Л. Дж. и др. Платиновые руды норильских расслоенных интрузивов: соотношение магматического и флюидного концентрирования благородных металлов // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41, № 3. С. 241–265.
3. Дюжиков О. А., Дистлер В. В., Струнин Б. М. и др. Геология и рудоносность Норильского района. М. Изд-во: Недра, 1988. 279 с.
4. Криволуцкая Н. А., Кузьмин Д. В., Гонгальский Б. И., Кубракова И. В., Тютюнник О. А. Минералого-геохимические особенности Черногорского рудоносного интрузива, Норильский рудный район // Геохимия, 2021. Т. 66, № 7. С. 579–606.
5. Криволуцкая Н. А., Гонгальский Б. И., Кузьмин Д. В. Породообразующие минералы норильских интрузивов. М. Изд-во: Товарищество КМК, 2023. Т. 1. 140 с.
6. Криволуцкая Н. А., Гонгальский Б. И., Кузьмин Д. В. Породообразующие минералы норильских интрузивов. М. Изд-во: Товарищество КМК, 2024, Т. 2–3.
7. Неручев С. С., Прасолов Э. М. Флюидно-геохимическая модель платиноидных месторождений, связанных с трапповым магматизмом // Платина России. М. Изд-во: Геоинформмарк, 1995. С. 94–101.
8. Рябов В. В. Оливины норильских интрузий как показатели петрогенезиса и рудообразования. Новосибирск. Изд-во: Наука, 1992. 102 с.
9. Служеникин С. Ф., Дистлер В. В., Дюжиков О. А. и др. Малосульфидное платиновое оруденение в норильских дифференцированных интрузивах // Геология рудн. месторождений. 1994. Т. 36, № 3. С. 195–217.
10. Barnes S. J., Kunilov V. Y. Spinels and Mg Ilmenites from the Noril’sk 1 and Talnakh Intrusions and Other Mafic Rocks of the Siberian Flood Basalt Province // Economic Geology. 2000. V. 95. P. 1701–1717.
11. Barnes S.-J., Le Vaillant M., Godel B., Lesher M. Droplets and bubbles: Solidification of sulfide-rich vapor-saturated orthocumulates in the Norilsk-Talnakh Ni-Cu-PGE intrusions // Journal Petrology 2019. V. 60. P. 269–300.
12. Sobolev A. V., Hofmann A. W., Kuzmin D. V. et al. Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts // Science. 2007. V. 316. P. 412–417.
13. Yao Z., Mungall J. Linking the Siberian flood basalts and giant PGE-Cu-Ni sulfide deposits at Norilsk // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2020. V. 126. JBO20823.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 23–30

Неоархейские базиты Центрально-Карельского домена Карельской провинции Фенноскандинавского щита (р-н озёр Кадилампи-Куслокки)

Арестова Н. А., Егорова Ю. С., Чекулаев В. П., Кучеровский Г. А.
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, narestova2009@rambler.ru

Аннотация. Изучены базиты района озер Кадилампи-Куслокки (северного продолжения неоархейского пояса Иломантси (Финляндия)) Карельской провинции Фенноскандинавского щита. По геологическим и геохимическим данным выделены четыре группы базитов. Базиты I – массивные метабазальты с плоским распределением РЗЭ: (La/Yb)n = 0.8–0.9; Sm/Nd = 0.33–0.35; Nb/La = 0.9–1.3, характерными для выплавок из примитивной мантии. Базиты II – метабазальты и метабазальтовые андезиты, обогащены легкими РЗЭ: (La/Yb)n = 3.5–12; Sm/Nd = 0.16–0.22; Nb/La = 0.2–0.6. Базиты III – метакоматииты (прослои в базитах II): SiO_2 = 49–50 вес. %, TiO_2 = 0.8 вес. %, MgO = 17–18 вес. %, с (La/Yb)n = 4.6–7; Sm/Nd = 0.27–0.33; Nb/La = 1.0–1.3; аналогичны метакоматиитам пояса Иломантси. Базиты IV – дайки Fe-Ti-метагаббро (секут все породы структуры): SiO_2 = 49 вес. %, TiO_2 = 2.9 вес. %, Fe_2O_3 = 17.7 вес. %, mg# = 0.34; (La/Yb)n = 2.5, Sm/Nd = 0.26, Nb/La = 0.6. По соотношению Zr/Y – Nb/Y базиты I располагаются выше линии ΔNb, вблизи плюмового источника PM; базиты II и III – на и ниже линии ΔNb, вблизи обогащённых неплюмовых источников EM1 и EM2. По соотношению Th/Yb – Nb/Yb таким источником для базитов II и III могла быть обогащенная субконтинентальная литосферная мантия. В поясе Иломантси также присутствуют как необогащенные, так и обогащенные несовместимыми элементами метабазиты. Базиты IV аналогичны метагаббро даек других районов ЦКД, и возможно, являются раннепротерозойскими. Субсинхронное образование в неоархее в одной структуре вулканитов – продуктов плавления различных мантийных источников, совмещенное с накоплением полимиктовых конгломератов, возможно в обстановке внутриконтинентального рифтогенеза, связанного с подъёмом неоархейского плюма. Для базитов пояса подводящим каналом мог служить глубинный разлом на границе Центрально- и Западно-Карельского доменов.

Ключевые слова: Фенноскандинавский щит, Карельская провинция, неоархей, зеленокаменный пояс, метакоматииты, метабазальты, метагаббро.

Neoarchean basites of the Central Karelian domain of the Karelian Province of the Fennoscandian Shield (Kadilampi-Kuslokki district)

Arestova N. A., Egorova Yu. S., Chekulaev V. P., Kucherovsky G. A.
Institute of Precambrian Geology and Geochronology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, narestova2009@rambler.ru

Abstract. The basites of the Kadilampi-Kuslokki lakes region of the Central Karelian domain of the Karelian province of the Fennoscandian Shield, a continuation of the Neoarchean Ilomantsi belt (Finland) in the Russian territory, have been studied. According to geological and geochemical data, four groups of basites have been identified. Basites I are massive metabasalts with flat REE distribution: (La/Yb)n = 0.8–0.9; Sm/Nd = 0.33–0.35; Nb/La = 0.9–1.3, typical of melts from the primitive mantle. Basites II are metabasalts and metabasaltic andesites enriched in light REE: (La/Yb)n = 3.5–12; Sm/Nd = 0.16–0.22; Nb/La = 0.2–0.6. Basites III are metakomatiites (interlayers in basites II): SiO_2 = 49–50 wt. %, TiO_2 = 0.8 wt. %, MgO = 17–18 wt. %, with (La/Yb)n = 4.6–7; Sm/Nd = 0.27–0.33; Nb/La = 1.0–1.3; similar to metakomatiites of the Ilomantsi belt. Basites IV are Fe-Ti-metagabbro dikes (cut all rocks of the structure): SiO_2 = 49 wt. %, TiO_2 = 2.9 wt. %, Fe_2O_3 = 17.7 wt. %, #mg = 0.34; (La/Yb)n = 2.5, Sm/Nd = 0.26, Nb/La = 0.6. According to the Zr/Y – Nb/Y ratio, basalts I are located above the ΔNb line, near the plume source RM; basites II and III are on and below the ΔNb line, near the enriched non-plume sources EM1 and EM2. According to the Th/Yb – Nb/Yb ratio, the enriched subcontinental lithospheric mantle (SCLM) could have been such a source for basites II and III. The Ilomantsi belt also contains both unenriched and enriched metabasites in incompatible elements. Basites IV are similar to metagabbro dikes from other areas of the CKD and are possibly Early Proterozoic. Subsynchronous formation in the Neoarchean in one structure of volcanics, products of melting of various mantle sources, combined with the accumulation of polymictic conglomerates, is possible in the context of intracontinental rifting associated with

the rise of the Neoarchean plume. A deep fault on the border of the Central and West Karelian domains could serve as a supply channel for the basites of the Hattu belt and Kadilampi Kuslokki.

Keywords: Fennoscandian shield, Karelian province, Neoarchean, greenstone belt, metakomatiites, metabasalts, metagabbro.

Введение

Неоархейский период проявления мантийных процессов в раннем докембрии Фенноскандинавского щита является в настоящее время наименее изученным. Главными показателями типа и состава мантийных источников плавления, условий протекания процессов плавления источника, а также последующего преобразовании исходных базит-ультрабазитовых магм могут служить геохимические характеристики неоархейских базитов. Ранее нами были показаны существенные отли-

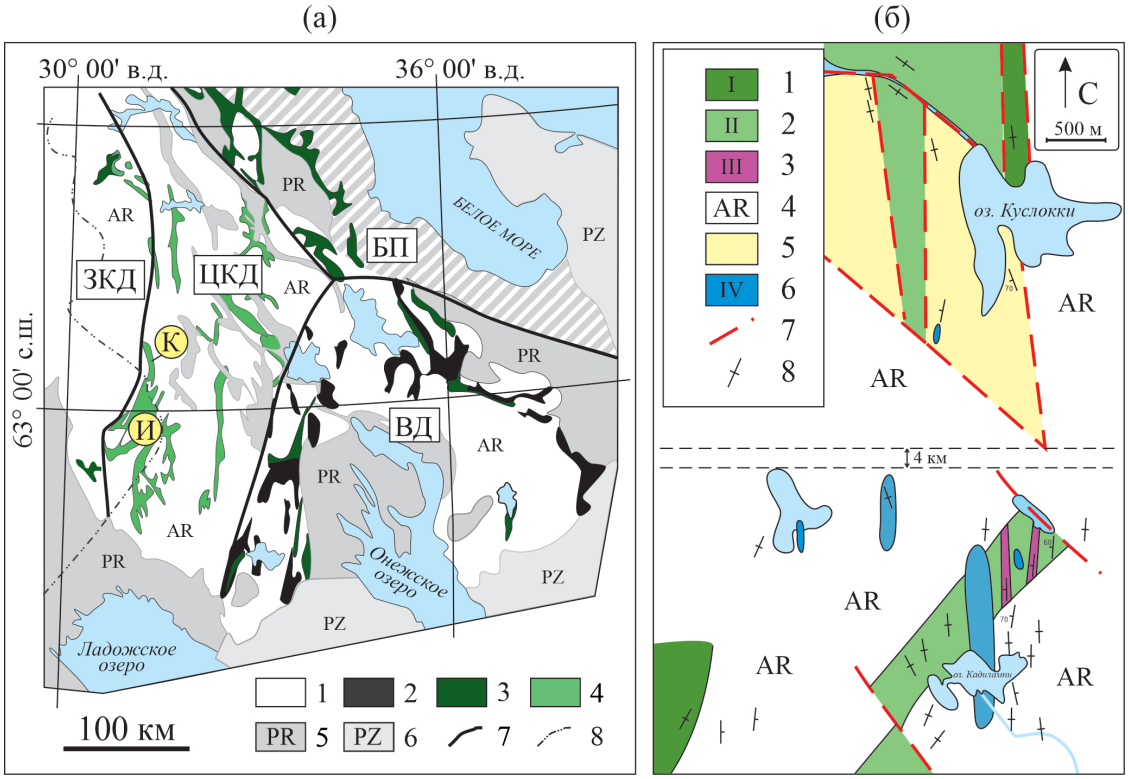


Рис. 1. Геологическая схема юго-восточной части Карельской провинции (а) и схема геологического строения района озер Кадилампи-Куслокки (б). (а) 1–4 – Архей: 1 – нерасчлененные породы, преимущественно гранитоиды; 2–4 – метаморфизованные вулканогенные и осадочные породы зеленокаменных поясов с возрастом: 2 – 3.1–2.92 млрд лет, 3 – 2.88–2.74 млрд лет, 4 – 2.75–2.71 млрд лет; 5 – протерозойские супракрустальные образования; 6 – палеозойские образования; 7 – границы доменов: ЗКД – Западно-Карельский домен, ЦКД – Центрально-Карельский домен, ВД – Водлозерский домен, БП – Беломорская провинция; 8 – государственная граница. *Буквы в кружках*: К – структура района озер Кадилампи-Куслокки, И – зеленокаменный пояс Иломантси. (б) 1 – метабазальты (базиты I); 2 – метабазальты и метабазальтовые андезиты (базиты II); 3 – метакоматииты (базиты III); 4 – архейские ТТГ (нерасчлененные); 5 – метаграувакки и конгломераты; 6 – дайки метагаббро (базиты IV); 7 – тектонические контакты; 8 – гнейсовидность/сланцеватость

Fig. 1. Geological scheme of the southeastern part of the Karelian province (a) and a scheme of the geological structure of the Kadilampi-Kuslokki lakes region (b). (a) 1–4 – Archean: 1 – undifferentiated rocks, mainly granitoids; 2–4 – metamorphosed volcanic and sedimentary rocks of greenstone belts with the age: 2 – 3.1–2.92 billion years, 3 – 2.88–2.74 billion years, 4 – 2.75–2.71 billion years; 5 – Proterozoic supracrustal formations; 6 – Paleozoic formations; 7 – domain boundaries: WKD – West Karelian Domain, CKD – Central Karelian Domain, VD – Vodlozero Domain, BP – White Sea Province; 8 – state border. *Letters in circles*: K – structure of the Kadilampi-Kuslokki lakes region, I – Ilomantsi greenstone belt. (b) 1 – metabasalts (basites I); 2 – metabasalts and metabasaltic andesites (basites II); 3 – metakomatiites (basites III); 4 – Archean TTG (undivided); 5 – metagraywackes and conglomerates; 6 – metagabbro dikes (basites IV); 7 – tectonic contacts; 8 – gneissosity/schistosity

чия в составе мезо- и неоархейских базитов в Карельской провинции Фенноскандинавского щита (Чекулаев и др., 2018), и эти различия требуют более детального их рассмотрения. Наиболее полно неоархейский базит-ультрабазитовый магматизм представлен в Центрально-Карельском (по Лобач-Жученко и др., 2000) домене провинции, где детально изучен в районе озер Кадилампи и Куслокки в западной части домена вблизи границы с Финляндией (рис. 1).

Геологическое строение района

Карельская провинция (гранит-зеленокаменная область) является наиболее крупным сегментом архейской литосферы в пределах Фенноскандинавского щита. Она занимает центральную и западную части Республики Карелия и восточную часть Финляндии (Ранний докембрий…, 2005). Карельская провинция состоит из трёх крупных фрагментов коры (субпровинций или доменов): Водлозерского (ВД), Центрально-Карельского (ЦКД) и Западно-Карельского (ЗКД) (рис. 1 а), различающихся временем формирования слагающих их комплексов пород (Лобач-Жученко и др., 2000).

Главными отличиями пород ЦКД от смежных ВД и ЗКД доменов являются: 1) более молодой возраст, не превышающий 2.8 млрд лет (тогда как в строении ВД и ЗКД участвуют породы с возрастами более 3.0 и 2.8 млрд лет, соответственно); 2) преимущественно положительные значения εNd(t) и t(Nd)DM не более 3 млрд лет (по DePaolo, 1981); 3) геохимические особенности пород среднего и кислого состава: обогащение литофильными элементами K, Ba, Sr, LREE как ТТГ, так и метавулканитов; значительное многообразие составов основных пород, в сравнении с мезоархеем и палеопротерозоем. Ранее было показано (Геология и петрология …, 1969; Ранний докембрий …, 2005), что на уровне современного среза домен почти на 90 % сложен гранитоидами разного состава, представляющими комплекс гранит-мигматитов, наиболее древними из которых, судя по геологическим данным, являются породы ТТГ-ассоциации, в различной степени переработанные в связи с формированием обширного комплекса плагиомикроклиновых гранитоидов. Супракрустальные породы образуют структуры преимущественно в краевых частях домена, реже в центре (рис. 1 а). Они представлены в основном метавулканитами средне-кислого состава и метаосадками, включая полимиктовые конгломераты и железистые кварциты, а метакоматииты и метабазальты имеют подчиненное значение.

В данной работе представлены результаты изучения пород фрагмента зеленокаменной структуры района озёр Кадилампи и Куслокки (расположенной в ЮЗ части ЦКД к ЮЗ от поселка Лендеры), являющегося северным продолжением неоархейского зеленокаменного пояса Хатту (Иломантси) (рис. 1). Геофизическое изучение данного района, названного авторами «Северный Приграничный», проводилось сотрудниками Карельской ГЭ в рамках картирования с бурением (Юдин, 2004 ф). Петрографическое изучение пород без детальных геохимических исследований выполнено коллегами из Института геологии КарНЦ РАН (Нилов и др., 2006; Костомукшский рудный…, 2015). Ими также проведена корреляция комплексов пород данного района с породами зеленокаменного пояса Хатту в Восточной Финляндии (Geological development…, 1993). Авторами показано, что в пределах Северной Приграничной площади прослежено продолжение пояса Хатту на российскую территорию (Юдин, 2004 ф; Нилов и др., 2006). Фрагменты толщи на данной территории представляют собой ветви пород единой зеленокаменной структуры, вытянутые между ТТГ комплексами фундамента.

Породы зеленокаменной структуры района озёр Кадилампи-Куслокки представлены амфиболитами по базальтам, базальтовым андезитам и коматиитам (рис. 1 б). Амфиболиты прорываются и мигматизируются серыми плагиогранитами и гранодиоритами. К востоку от области распространения амфиболитов вблизи оз. Шаверка широко представлены тоналиты, гранодиориты и микроклинизированные граниты. Для аналогичных гранодиоритов пояса Иломантси U-Pb возраст по циркону составляет 2.75–2.72 млрд лет, в этом же возрастном интервале находится возраст супракрустальных пород, слагающих пояс (Hölttä et al., 2012; Мыскова и др., 2022). В районе оз. Куслокки выделяется фрагмент супракрустальных пород, сложенный метаграувакками и полимиктовыми конгломератами, содержащими гальки метабазальтов, метабазальтовых андезитов,

плагио- и плагиомикроклиновых гранитоидов. При этом на участке не установлены метавулканиты среднего и кислого состава, преобладающие в строении центральной (пояс Хатту), (Geological development…, 1993; Hölttä et al., 2012) и южной (Корпиярвинская и Пастаярвинская структура) частях пояса Иломантси (Мыскова, Львов, 2022). Базиты участка секутся дайками микроклиновых гранитов, и все породы района прорваны субмеридиональными дайками габбро различной мощности.

Детальное геологическое и геохимическое исследование фрагмента зеленокаменной структуры района озёр Кадилампи-Куслокки позволило выделить в ее строении 4 группы метабазитов (рис. 1 б): две группы базитовых метавулканитов и субвулканических пород, одна из которых (базиты I) представлена метабазальтами и мелкозернистыми метагаббро, которые секутся и частично мигматизируются серыми плгиогранитами (ТТГ). Базиты II в северной части района (оз. Куслокки) представлены плотными мелкозернистыми метабазальтами и метабазальтовыми андезитами. Южнее, у оз. Кадилампи, базиты II более крупнозернистые, сходны с субвулканическими породами, иногда мигматизированы тоналитами, в них содержатся прослои метакоматиитов (базиты III), в которых сохраняются реликты первично-магматических подушечных структур, подтверждающих вулканическое происхождение пород. К базитам IV отнесены метагаббро даек, секущих все породы структуры.

Петрографические и геохимические характеристики базитов

Петрографическое описание пород выполнено в ИГГД РАН. Содержания в исследуемых породах породообразующих оксидов определены методом РФА по стандартной методике. Редкие и редкоземельные элементы (РЗЭ) измерены методом ICP-MS в центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Калибровка измерений проводилась с использованием Rb, Re и In в качестве внутренних стандартов. Ошибка определения элементов Th, U, Lu, Yb, Er и Dy методом ICP-MS оценивается в 10–15 %, для остальных редких элементов (Ti, Zr, Sr, Y) не более 5 %.

Базиты I представлены среднезернистыми и реже мелкозернистыми массивными амфиболитами, сложены преимущественно плагиоклазом и роговой обманкой, в небольшом количестве (< 5–10 %) присутствуют биотит, эпидот, актинолит, хлорит, кварц, сфен и ильменит. Амфиболиты содержат: SiO_2 = 51–52 вес. %, TiO_2 = 0.6–0.9 вес. %, MgO = 6.6–8 вес. %, mg# = 0.55, $K_2O + Na_2O$ = 3–3.5 вес. %; для них характерно высокое содержание Cr = 170–270 мкг/г. Они характеризуются плоским графиком распределения РЗЭ со слабым обеднением в области легких РЗЭ с (La/Yb)n = 0.8–0.9, (Gd/Yb)n = 0.9–1.1 (рис. 2 а). Отношения Sm/Nd = 0.33–0.35 близки к таковым в базальтовых расплавах, выплавленных из необогащённого мантийного источника, а Nb/La = 1.0–1.2 свидетельствуют об отсутствии в них коровой контаминации. По составу близки наименее обогащенным несовместимыми элементами метабазальтам пояса Иломантси (рис. 2 б).

Базиты II изучены в северо-западной и южной частях района (рис. 1 б). На СЗ (оз. Куслокки) они представлены мелкозернистыми метабазальтами и метабазальтовыми андезитами, иногда с вариолитовой и миндалекаменной структурой, в южной части района (оз. Кадилампи) базиты такого же состава более крупнозернистые и сильнее мигматизированы, чем базальты северо-западной части участка. Базиты II содержат 40–70 % роговой обманки, до 30 % плагиоклаза и рудную пыль, в мигматизированных разностях присутствуют также биотит и ильменит. Содержание SiO_2 = 49–56 вес. %, TiO_2 = 0.5–1.5 вес. %, MgO = 5–10.5 вес. %, mg# = 0 52–0 62; $K_2O + Na_2O$ = 2.5–5.6 вес. %. В базитах II более низкое по сравнению с базитами I содержание Cr = 20–170 мкг/г, также они отличаются существенным обогащением легкими РЗЭ: (La/Yb)n = 3.5–12; (La/Sm)n = 1.9–4.5; (Gd/Yb)n = 1.4–2.8 (рис. 2 а) и низкими отношениями Sm/Nd = 0.16–0.22 и Nb/La = 0.2–0.6, которые свидетельствуют об обогащённом источнике плавления и/или возможной контаминации расплавов коровым веществом.

Метакоматииты (базиты III) представляют собой мелко- среднезернистые породы, сложенные тремолитом, серпентином и хлоритом, замещающими первичные оливин и пироксен. По составу (SiO_2 = 49–50 вес. %, TiO_2 = 0.8 вес. %, Al_2O_3 = 7 вес. %, MgO = 17–18 вес. %, mg# = 0.75; Cr = 930–1250 мкг/г) они соответствуют коматиитам, недеплетированным глинозёмом. Метакоматииты характеризуются фракционированным спектром распределения редкоземельных элементов с обогащением в области легких РЗЭ (рис. 2 а) с отношениями (La/Yb)n = 4.6–6.9; (Gd/Yb)n = 2.6–2.8;

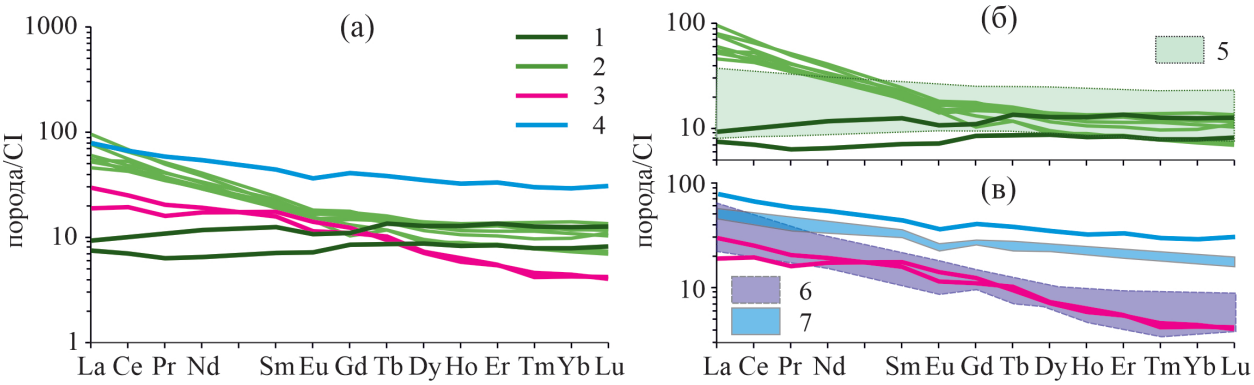


Рис. 2. Нормированные по (Sun, McDonough, 1989) на хондрит CI концентрации редкоземельных элементов в метабазитах района озер Кадилампи – Куслокки Центрально-Карельского домена Карельской провинции (а) и их сравнение с метабазитами пояса Иломантси (б-в): 1 – базиты I (метабазальты); 2 – базиты II (метабазальты и метабазальтовые андезиты); 3 – базиты III (метакоматииты); 4 – базиты IV (Fe-Ti-метагаббро даек); 5–6 – метабазиты пояса Иломантси: 5 – метабазальты пояса Хатту (Hölttä et al., 2012) и Корпиярвинской и Пастаярвинской структур – южное продолжение пояса (Мыскова, Львов, 2022); 6 – метакоматииты пояса Хатту (Hölttä et al., 2012); 7 – дайки Fe-Ti-метагаббро районов озёр Воттомукс, Суккозеро, Большозеро (ЦКД) (неопубликованные данные авторов)

Fig. 2. Concentrations of rare earth elements in metabasites of the Kadilampi-Kuslokki lakes region of the Central Karelian domain of the Karelian province (a), normalized according to (Sun, McDonough, 1989) to CI chondrite, and their comparison with metabasites of the Ilomantsi belt (b-c): 1 – basites I (metabasalts); 2 – basites II (metabasalts and metabasaltic andesites); 3 – basites III (metakomatiites); 4 – basites IV (Fe-Ti-metagabbro dikes); 5–6 – metabasites of the Ilomantsi belt: 5 – metabasalts of the Hattu belt (Hölttä et al., 2012) and the Korpiyarvi and Pastayarvi structures – the southern continuation of the belt (Myskova, Lvov, 2022), 6 – metakomatiites of the Hattu belt (Hölttä et al., 2012); 7 – Fe-Ti-metagabbro dikes of the Vottomuks Lake valley – Lake Sukkozero, Lake Bolshozero (CKD) (authors' unpublished data)

Sm/Nd = 0.28–0.33, которые свидетельствуют о слабообогащенном мантийном источнике, а отношение Nb/La = 0.98–1.3 – об отсутствии контаминации расплава коровым веществом. По составу близки наименее магнезиальным разностям метакоматиитов пояса Иломантси (рис. 2 в).

К базитам IV относятся средне или крупнозернистые метагаббро даек различной мощности и протяженности, секущих базиты двух первых групп, метграувакки и гранитоиды фундамента (рис. 1 б). По химическому составу метагаббро даек (SiO_2 = 49 вес. %, TiO_2 = 2.9 вес. %, MgO = 4.5 вес. %, Fe_2O_3 = 17.7 вес. %, mg# = 0.34; $K_2O + Na_2O$ = 3.2 вес. %.) являются высокотитанистыми и высокожелезистыми породами. Для них характерны самые высокие (из всех групп базитов) содержания высокозарядных (HFS) и редкоземельных элементов, слабо фракционированный спектр распределения РЗЭ (рис. 2 а): (La/Yb)n = 2.5; (La/Sm)n = 1.8; (Gd/Yb)n = 1.4; а также пониженные относительно мантийного отношения Sm/Nd = 0.26 и Nb/La = 0.6.

Анализ типа источника базитовых расплавов проводился по соотношению в них высоко зарядных (HFS) элементов. На диаграмме Zr/Y – Nb/Y (Condie, 2005) метабазальты I-ой группы располагаются выше линии ΔNb, разделяющей плюмовые и неплюмовые источники и их выплавки, вблизи источника PM (примитивной мантии) в поле составов мезоархейских метабазальтов (рис. 3 а).

Базиты II и III на диаграмме Zr/Y – Nb/Y (Condie, 2005) располагаются около и ниже линии ΔNb и смещены в сторону обогащенных источников EM1 и EM2 (рис. 3 а). По соотношению Th/Yb – Nb/Yb (Pearce, Reagan, 2019) базиты II-III смещаются в область производных субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) (рис. 3 б). Составы метабазальтов и метакоматиитов пояса Иломантси (рис. 3 а-б) также образуют поле составов от PM до обогащенных мантийных источников. Базиты IV (дайки метагаббро) занимают на диаграмме К. Конди (рис. 3 а) промежуточное положение между PM/DM и базитами II и III вблизи линии ΔNb и, вероятно, имели более примитивный мантийный источник. Аналогичные по составу дайки и малые тела Fe-Ti метагаббро известны в районе Суккозерско-Гимольской и Большезерской структур Центрально-Карельского домена

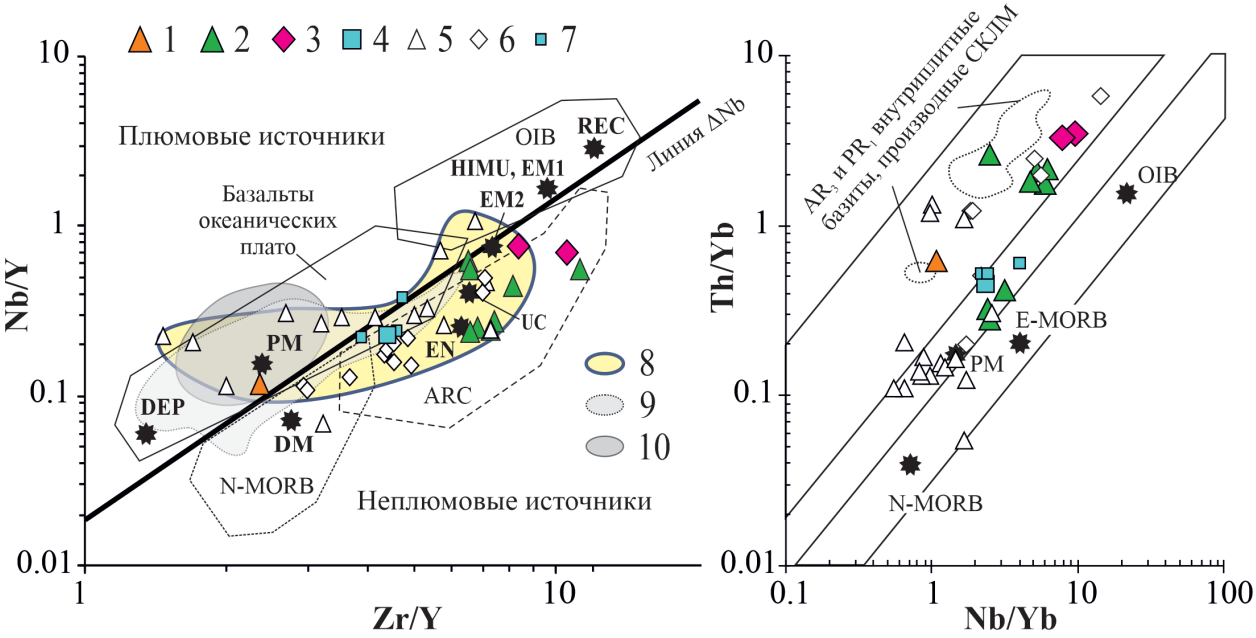


Рис. 3. (а) – диаграмма Zr/Y – Nb/Y с полями коматиитов и базальтов различных геодинамических обстановок (Condie, 2005); (б) – диаграмма Nb/Yb – Th/Yb по (Pearce, Reagan, 2019): 1 – базиты I (метабазальты); 2 – базиты II (метабазальты и метабазальтовые андезиты); 3 – базиты III (метакоматииты); 4 – базиты IV (Fe-Ti-метагаббро даек); 5–6 – метабазиты пояса Иломантси: 5 – метабазальты пояса Хатту (Hölttä et al., 2012) и Корпиярвинской и Пастаярвинской структур (южное продолжение пояса, Мыскова, Львов, 2022), 6 – метакоматииты пояса Хатту (Hölttä et al., 2012); 7 – дайки Fe-Ti-метагаббро районов озёр Воттомукс, Суккозеро, Большозеро (ЦКД). На диаграмме (а) для сравнения показаны поля архейских метакоматиитов и метабазальтов разных доменов Карельской провинции: 8 – Центрально-Карельский домен; 9 – Западно-Карельский домен; 10 – Водлозерский домен. На диаграмме (б): СКЛМ – субконтинентальная литосферная мантия

Fig. 3. (a) – Zr/Y – Nb/Y diagram with fields of komatiites and basalts of different geodynamic settings (Condie, 2005); (b) – Nb/Yb – Th/Yb diagram after (Pearce, Reagan, 2019): 1 – basites I (metabasalts); 2 – basites II (metabasalts and metabasaltic andesites); 3 – basites III (metakomatiites); 4 – basites IV (Fe-Ti-metagabbro dikes); 5–6 – metabasites of the Ilomantsi belt: 5 – metabasalts of the Hattu belt (Hölttä et al., 2012) and the Korpiyarvi and Pastayarvi structures (southern continuation of the belt, Myskova, Lvov, 2022), 6 – metakomatiites of the Hattu belt (Hölttä et al., 2012); 7 – Fe-Ti-metagabbro dikes of the Vottomuks-Sukkozero Lake, Bolshozero Lake (CKD) regions. The diagram (a) shows for comparison the fields of Archean metacomatiites and metabasalts of different domains of the Karelian province: 8 – Central Karelian domain; 9 – West Karelian domain; 10 – Vodlozero domain. In the diagram (b): SKLM – subcontinental lithospheric mantle

Карельской провинции (рис. 2 в; 3 а, б) и относятся разными исследователями к позднему архею или к раннему протерозою.

Обсуждение результатов. Выводы

Проведенное сопоставление геохимических особенностей базитовых метавулканитов пояса Иломантси: района озер Кадилампи и Куслокки (северо-восточная часть), пояса Хатту (центральная часть), (Hölttä et al., 2012) и Корпиярвинской и Пастаярвинской структур (южное продолжение), (Мыскова, Львов, 2022), показало присутствие однотипных базитов со сходными геохимическими характеристиками во всех частях пояса. Во всех частях пояса присутствуют базиты I – с плоским распределением РЗЭ, источником исходных расплавов которых была необогащенная (примитивная) мантия (PM). По химическому составу и геохимическим особенностям, в том числе характеру распределения РЗЭ и отсутствию свидетельств коровой контаминации, базиты I сходны с неоархейскими метабазальтами других районов ВД, ЦКД и ЗКД Карельской провинции. Метабазальты и метабазальтовые андезиты (II) по геохимическим характеристикам (в первую очередь, повышенные содержания SiO_2, MgO, легких РЗЭ, и низкие – TiO_2) близки метабазальтам и метабазальтовым андезитам сумия Карельской провинции (Арестова и др., 2023), однако их мигматизация неоархей-

скими гранитоидами позволяет отнести их к неоархейским образованиям. Сходные геохимические особенности, в том числе обогащение легкими РЗЭ, характерны для более кремнекислых неоархейских разновидностей метавулканитов (метаандезитов и метадацитов) и метаграувакк пояса Иломантси (Hölttä et al., 2012; Мыскова, Львов, 2022).

Метакоматииты (III), формирующие прослои (возможно силлы) в метабазальтах, участвуют в строении и структуры Кадилампи-Куслокки, и пояса Хатту (Hölttä et al., 2012). Присутствие перидотитовых метакоматиитов, содержания MgO в которых в финляндской части пояса составляет 19–32 вес. %, а в российских разрезах 18 вес. %, свидетельствует о высоких температурах формирования исходных расплавов, причиной которых мог быть плюм. Обогащение метакоматиитов несовместимыми элементами, в том числе легкими РЗЭ, может свидетельствовать о неоднородном обогащенном мантийном источнике расплавов, которым могла быть метасоматизированная СКЛМ под Карельским кратоном. Скорее всего она была источником и для расплавов базитов II.

Fe-Ti-метагаббро (IV) аналогичны метагаббро даек и малых интрузий других районов ЦКД, секут базиты I, II, полимиктовые конгломераты и гранитоиды фундамента, и возможно, являются раннепротерозойскими.

Таким образом, мы считаем, что обогащенный мантийный источник плавления существовал, не только начиная с раннего протерозоя, но имел место и в неоархейское время. Субсинхронное образование в начале неоархея в одних и тех же зеленокаменных структурах метавулканитов – продуктов различных мантийных источников (астеносферная мантия и субконтинентальная литосферная мантия) и коровых источников на территории всей центральной части Карельской провинции, совмещенное с накоплением плохо сортированных терригенных осадков, в том числе, полимиктовых конгломератов, указывает на геодинамическую обстановку внутриконтинентального рифтогенеза, начало которого могло быть связано с подъёмом неоархейского плюма. Проводящими каналами для расплавов служили глубинные разломы. В данном случае для базитов пояса Хатту и района озер Кадилампи и Куслокки подводящим каналом мог быть глубинный разлом на границе Центрально-Карельского домена с Западно-Карельским.

Благодарности

Работа выполнена по теме НИР-FMUW-2025-0003 с использованием оборудования ЦКП «АИРИЗ» (Кузнецов и др., 2022).

Литература

1. Арестова Н. А. Природа базальтов архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита: источники и геодинамические режимы формирования (на основе анализа геохимических данных) // Региональная геология и металлогения. 2008. № 36. С. 5–18.
2. Арестова Н. А., Чекулаев В. П., Егорова Ю. С., Кучеровский Г. А. Сумийские базальты и базальтовые андезиты Карельской провинции Фенноскандиавского щита: геологическое положение, состав, условия образования // Геология и геофизика. 2023. № 2. С. 1–28. DOI: -15372/GiG2022133.
3. Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Горьковец В. Я., Шаров Н. В. Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН, 2015. 322 с.
4. Кузнецов А. Б., Зайцева Т. С., Сальникова Е. Б. Центр коллективного пользования «АИРИЗ» (ИГГД РАН, Санкт-Петербург): научное оборудование, основные направления исследований и результаты // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13, № 2. DOI: 10.5800/GT-2022-13-2-0584.
5. Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А. и др. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.
6. Мыскова Т. А., Львов П. А. Супракрустальные образования разновозрастных архейских зеленокаменных структур Карельского кратона Фенноскандинавского щита на границе со Свекофеннским блоком: состав, возраст, происхождение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30, № 1. С. 3–32. DOI: 10.31857/S0869592X22010057.
7. Нилов М. Ю., Юдин С. Н., Кулешевич Л. В. Геологическое строение и геофизические исследования Северной Приграничной площади зеленокаменного пояса Ялонвара – Хатту – Тулос // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН, 2006. С. 100–120.
8. Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В. А. Глебовицкий. СПб. Изд-во: Наука, 2005. 711 с.

9. Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Егорова Ю. С., Кучеровский Г. А. Изменение условий формирования континентальной коры Карельской провинции Балтийского щита при переходе от мезо- к неоархею: результаты геохимических исследований // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26, № 3 С. 3–23. DOI: 10.7868/S0869592X18030018.
10. Юдин С. И. Информационный отчет о результатах поисков месторождений золота и МПГ на участке Приграничный Северный в породах гранит-зеленокаменной области Ялонваара-Иломантси за 2004 г. Петрозаводск. Изд-во: ТГФ. 2004.
11. Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Eastern Finland / Eds. P. A. Nurmi, P. Sorjonen-Ward // Geological Survey of Finland, Special Paper. 1993. V. 17. 386 p.
12. DePaolo D. J. Neodimium isotopes in the Colorado Front Range and crustmantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981. V. 291. P. 684–687.
13. Condie K. C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014.
14. Hölttä P., Heilimo E., Huhma H., Kontinen A., Mertanen S., Mikkola P., Paavola J., Peltonen P., Semprich J., Slabunov A., Sorjonen-Ward P. The Archaean of the Karelia Province in Finland // Geol. Surv. Finland. Spec. Pap. 2012. V. 54. P. 21–73.
15. Pearce J. A., Reagan M. K. Identification, classification, and interpretation of boninites from Anthropocene to Eoarchean using Si-Mg-Ti systematics // Geosphere. 2019. V. 15, No. 4. P. 1008–1037. https://doi.org/10.1130/GES01661.1.
16. Sun S. S., McDonoughW. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A. D. Saunders, M. J. Norry // Magmatism in the ocean asins. Geol. Soc., London, Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345. http://dx.doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19.

Экспериментальное исследование реакции взаимодействия малахита с растворами аммиака

Бубликова Т. М., Сеткова Т. В., Дрожжина Н. А., Некрасов А. Н., Балицкий В. С.
Институт экспериментальной минералогии им. академика Д. С. Коржинского РАН, Черноголовка, tmb@iem.ac.ru

Аннотация. Экспериментальное исследование реакции взаимодействия основных карбонатов меди с растворами аммиака проведено в рециркуляционно-испарительных реакторах конструкции ИЭМ РАН. В качестве объектов исследования выбраны порошковый малахит (размер частиц 5–10 мкм) и дробленый синтетический малахит размером 5–7 мм. В опытах использовали растворы аммиака концентрацией 2.0 m NH_3. Температуру растворения основных карбонатов меди поддерживали на уровне 40–50 °C. Показано, что образование тенорита является лимитирующей стадией в процессе выщелачивания основных карбонатов меди. Методом рентгенофазового анализа установлено, что при взаимодействии растворов аммиака с объемными частицами дробленого малахита на поверхности зерен малахита кристаллизуются промежуточные фазы: карбонат диаммин меди $[Cu(NH_3)_2CO_3]$ и карбонат тетрааммин меди $[Cu(NH_3)_4CO_3]$.

Ключевые слова: основной карбонат меди, малахит, аммиачные растворы, карбонат диаммин меди, карбонат тетрааммин меди.

Experimental investigation of the reaction of malachite with ammonia solutions

Bublikova T. M., Setkova T. V., Drozhzhina N. A., Nekrasov A. N., Balitsky V. S.
D. S. Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, tmb@iem.ac.ru

Abstract. Experimental study of the reaction of interaction of basic copper carbonates with ammonia solutions was carried out in recirculation-evaporation reactors of IEM RAS design. Powder malachite (particle size 5–10 μm) and crushed synthetic malachite with particle size 5–7 mm were selected as objects of study. Ammonia solutions with a concentration of 2.0 m NH_3 were used in the experiments. The dissolution temperature of basic copper carbonates was maintained at 40–50 °C. It is shown that tenorite formation is a limiting stage in the process of leaching of basic copper carbonates. By the method of X-ray phase analysis it was established that during the interaction of ammonia solutions with bulk particles of crushed malachite intermediate phases crystallise on the surface of malachite grains: carbonate diammine copper $[Cu(NH_3)_2CO_3]$ and carbonate tetraammin copper $[Cu(NH_3)_4CO_3]$.

Keywords: basic copper carbonate, malachite, ammonia solutions, diammine copper carbonate, tetraammine copper carbonate.

Введение

Гидрометаллургические методы переработки обедненных руд, хвостов и вторичных отходов приобретают все большее значение в добыче цветных металлов. Они предпочтительны для извлечения меди из окисленных медных руд, поскольку применение пирометаллургических методов сложнее и менее экологично. В качестве выщелачивающего реагента в гидрометаллургии часто используют разбавленные растворы серной кислоты. Однако при содержании в породе большого количества карбонатов или гидроксидов [$CaCO_3$, $MgCO_3$, $Al(OH)_3$, $Ca(OH)_2$], поглощающих большое количество кислоты, расход ее резко возрастает до уровня, который делает процесс неэффективным и металлургическую обработку экономически невыгодной (Ekmekyapar et al., 2012; Radmehr et al., 2014; Lin et al., 2023). Исследования последних лет показали, что при высоком процентном составе в породах оксида и основных карбонатов меди для извлечения перспективны концентрированные растворы гидроокиси аммония благодаря их высокой селективности, низкой токсичности и стоимости (Wang et al., 2009; Aracena et al., 2015, 2020; Panayotova et al., 2017; Nadirov et al., 2017). Актуальность исследований взаимодействия минералов меди с растворами аммиака определяется необходимостью выбора оптимальных параметров и совершенствования гидрометаллургических процессов извлечения меди.

Эффективность применения аммиака в процессах выщелачивания зависит от многих факторов: состава медных руд, состава и pH растворов, времени выщелачивания, соотношения количества твердого вещества и жидкости, температуры выщелачивания, размера частиц породы и других (Oudenne et. al., 1983; Arzutug et al., 2004; Aracena et al., 2020; Velásquez-Yévenes et al., 2022). Некоторые детали химии сложных водных медно-аммиачных систем недостаточно изучены или требуют уточнения для получения максимального процента извлечения меди.

Целью настоящей работы является экспериментальное исследование реакции взаимодействия основных карбонатов меди с водными аммиачными растворами. В качестве объекта в модельной системе выбран малахит [$Cu_2CO_3(OH)_2$] – основной карбонат меди, входящий в число 15 важных медьсодержащих минералов, имеющих промышленное значение.

Экспериментальная методика и методы исследования

Эксперименты проводили в реакторах рециркуляционно-испарительного типа конструкции ИЭМ РАН (Бубликова и др., 2000). Принципиальная схема процесса приведена на рис. 1. Стальной реактор (объем 800 мл) оборудован нагревательным элементом, системой водяного охлаждения и шихтовой корзиной. Высоту расположения шихтовой корзины регулировали таким образом,

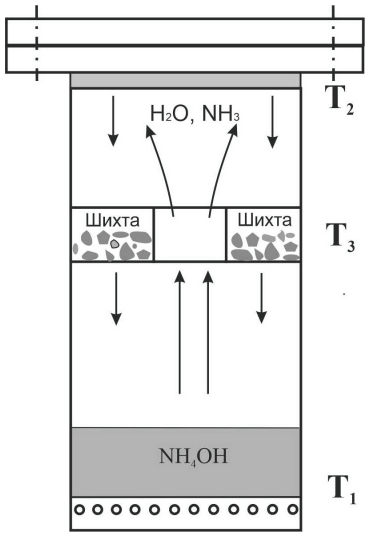


Рис. 1. Схема проведения экспериментов по взаимодействию растворов аммиака с основным карбонатом меди (малахитом) в реакторе рециркуляционно-испарительного типа: T_1 – температура нагрева раствора; T_2 – температура холодильника; T_3 – температура растворения шихты

Fig. 1. Scheme of experiments on the interaction of ammonia solutions with basic copper carbonate (malachite) in a recirculation-evaporation type reactor: T_1 – solution heating temperature; T_2 – refrigerator temperature; T_3 – charge material dissolution temperature

чтобы получить заданную температуру растворения материала шихты. Шихту загружали в шихтовую корзину, высота слоя шихты 5–10 мм. В качестве шихтового материала использовали реактив основной карбонат меди $Cu_2CO_3(OH)_2$ квалификации «чда» (размер частиц 5–10 мкм) и дробленый синтетический малахит (размер кусочков 5–7 мм), который получали по методике, разработанной в ИЭМ РАН (Bublikova et al., 2019). Шихтовой материал охарактеризован с помощью метода рент-

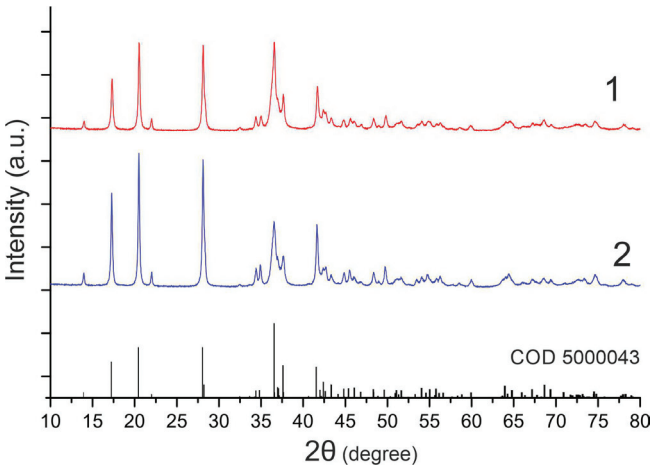


Рис. 2. Дифрактограммы шихтового материала: 1 – химический реактив основной карбонат меди [$Cu_2CO_3(OH)_2$]; 2 – синтетический малахит

Fig. 2. XRD powder diffraction pattern of the batch material: 1 – chemical reagent basic copper carbonate [$Cu_2CO_3(OH)_2$]; 2 – synthetic malachite

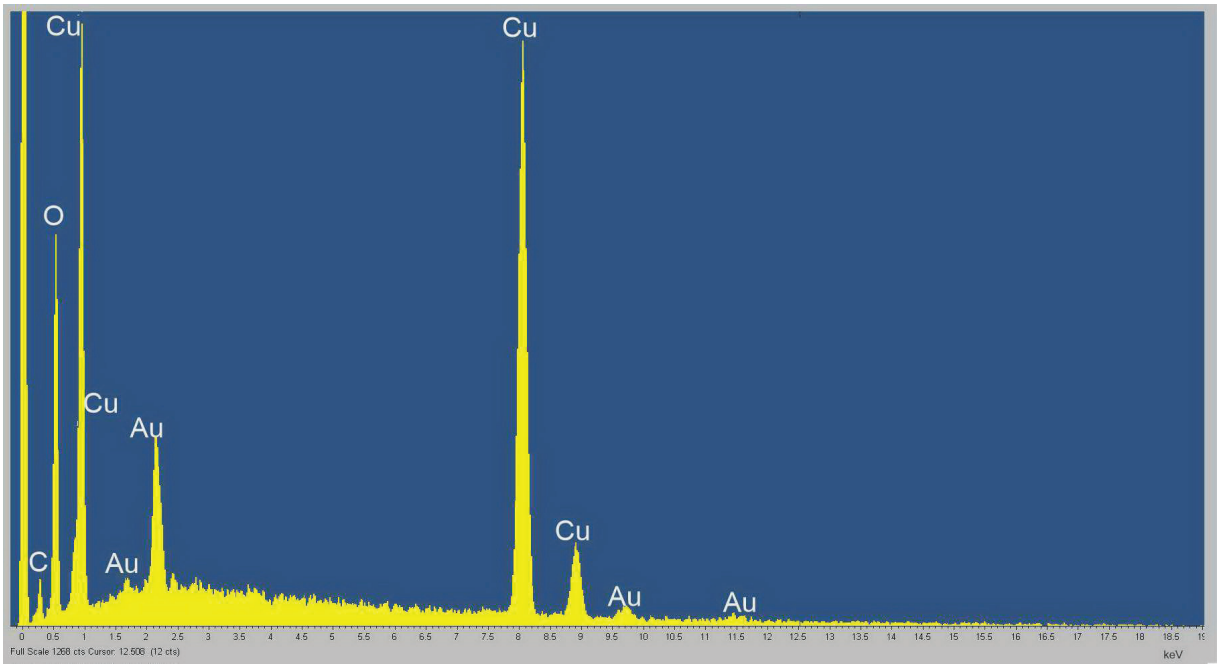


Рис. 3. Энергодисперсионный спектр синтетического малахита
Fig. 3. Energy dispersive spectrum of synthetic malachite

генофазового анализа (рис. 2). ЭДС спектры демонстрируют, что синтетический малахит не содержит посторонних примесей (рис. 3). Водный раствор аммиака заливали в донную часть реактора. Объем раствора (100–150 мл) рассчитывали с учетом объема, который впитывает шихтовой материал. В результате нагрева реактора часть аммиачного раствора испаряется, через центральное отверстие корзины попадает в верхнюю, более холодную зону и конденсируется. Конденсат, проходя через слой шихты в корзине с перфорированным дном, растворяет шихту, насыщается медью и возвращается в донную часть реактора. Таким образом происходит многократная постоянная рециркуляция раствора.

Твердые фазы, образовавшиеся в результате взаимодействия шихты и раствора, изучались под стереоскопическим микроскопом ADF S645. Фазовый состав полученных образцов исследовали методом рентгенофазового анализа на дифрактометре «D2 Phaser» Bruker. Морфологию, внутреннее строение и элементный состав образцов анализировали с использованием растрового сканирующего микроскопа Tescan Vega II XMU с энергодисперсионным спектрометром (ЭДС) INCA Energy 450. Образцы напыляли золотом (толщина слоя 3 нм).

Результаты экспериментов и их обсуждение

Результаты изучения кинетики выщелачивания малахита аммиачными растворами, проведенного P. Oudenne, A. Olson (Oudenne, Olson, 1983), показали, что процесс растворения включает два этапа. Первый – собственно химическое растворение с переходом меди в раствор, и далее после ~ 10 % реакции скорость снижалась из-за образования в пористом слое зерен малахита промежуточной фазы, которая впоследствии растворяется в избытке аммиака, но затрудняет растворение малахита. Было высказано предположение, что такой фазой является гидроксид меди $Cu(OH)_2$.

Для экспериментального моделирования процесса выщелачивания малахита были проведены две серии опытов по взаимодействию основных карбонатов меди с аммиачными растворами. Основные параметры опытов были одинаковыми в обеих сериях: температура нагрева (T_1) 70, 80 °C; температура растворения шихты (T_3) 40–50 °C; давление насыщенного пара аммиака, концентрация аммиака 2.0 m NH_3; продолжительность опытов 12 дней. Принципиальное различие между сериями экспериментов состояло в размерах частиц шихтового материала. Частицы реактива основного карбоната меди имеют размеры 3–10 мкм, кусочки дробленого малахита 5–8 мм (рис. 4 а).

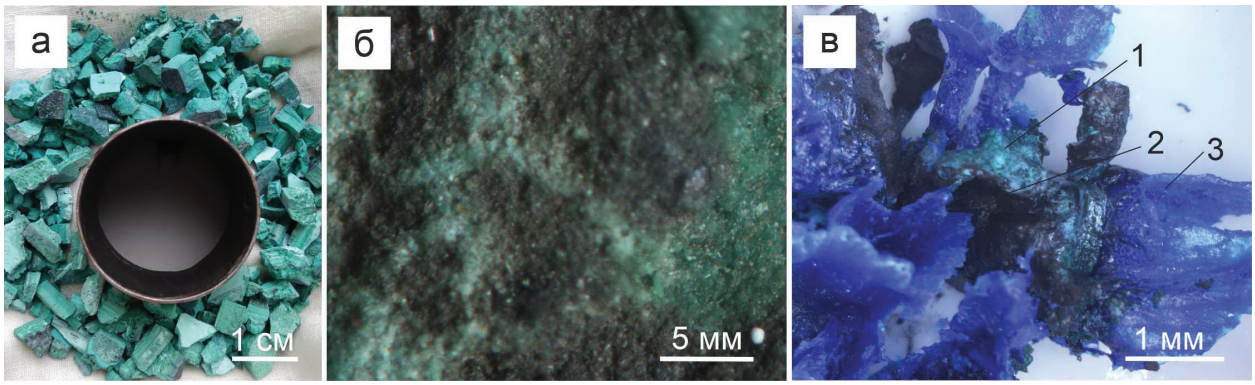


Рис. 4. а – дробленый синтетический малахит в шихтовой корзине реактора; б – смесь фаз тенорита и малахита после опыта (эксперименты с участием реактива [$Cu_2CO_3(OH)_2$]); в – 1 – малахит, 2 – тенорит, 3 – карбонат диаммин меди и карбонат тетрааммин меди (эксперименты с дробленым малахитом)

Fig. 4. а – crushed synthetic malachite in the reactor charge basket; б – mixture of tenorite and malachite phases after the experiment (experiment with the reagent [$Cu_2CO_3(OH)_2$]); в – 1 – malachite, 2 – tenorite, 3 – carbonate diammine copper and carbonate tetraammine copper (experiments with crushed malachite)

В первой серии опытов раствор, конденсирующийся в холодной зоне, сливался на поверхность шихты; плотный слой шихты удерживал часть раствора, в шихтовой корзине происходило его накопление. Реактив основной карбонат меди растворялся в аммиачном растворе. Растворение малахита происходило инконгруэнтно с образованием фазы тенорита (рис. 4 б). Ранее нами установлено, что растворимость малахита в 2.0 m NH_3 при температурах 40–50 °C превышает таковую тенорита на полтора порядка (Bublikova et al., 2025). Новые порции раствора продолжали поступать в шихту, но процесс растворения шихты замедлялся. Образование фазы тенорита лимитировало процесс выщелачивания шихтового основного карбоната меди. После окончания опытов в шихтовой корзине присутствует смесь кристаллических фаз тенорита и малахита. Дифракционная картина исследованных образцов демонстрирует, что в шихтовом материале другие фазы отсутствуют (рис. 5 а).

Во второй серии опытов механизм реакции растворения шихты изменился. Аммиачный раствор, поступающий в корзину, скапывал на дробленый малахит и растворял в первую очередь поверхностный слой объемных кусочков малахита. В результате инконгруэнтного растворения малахита также образовался тенорит. В продуктах реакции присутствуют визуально различимые другие фазы (рис. 4 в, 6 а), большая часть их представлена сине-фиолетовыми кристаллами призматического облика. Грани кристаллов трещиноватые, ребра сглаженные. В результате воздействия

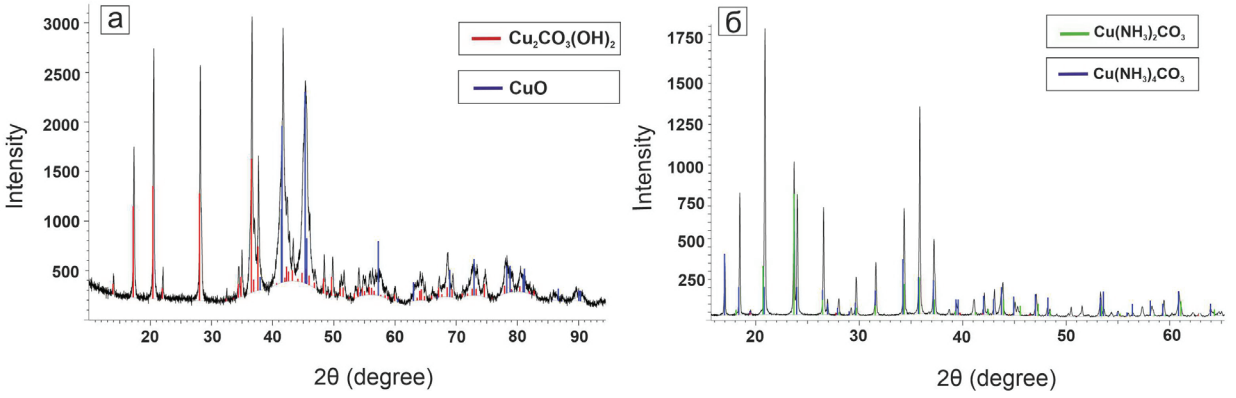


Рис. 5. Дифрактограммы: а – тенорит (CuO) и основной карбонат меди малахит [$Cu_2CO_3(OH)_2$]; б – карбонат диаммин меди [$Cu(NH_3)_2CO_3$] и карбонат тетрааммин меди [$Cu(NH_3)_4CO_3$]

Fig. 5. XRD powder diffraction pattern of tenorite (CuO) and basic copper carbonate malachite [$Cu_2CO_3(OH)_2$]; б – carbonate diammine copper [$Cu(NH_3)_2CO_3$] and carbonate tetraammine copper [$Cu(NH_3)_4CO_3$]

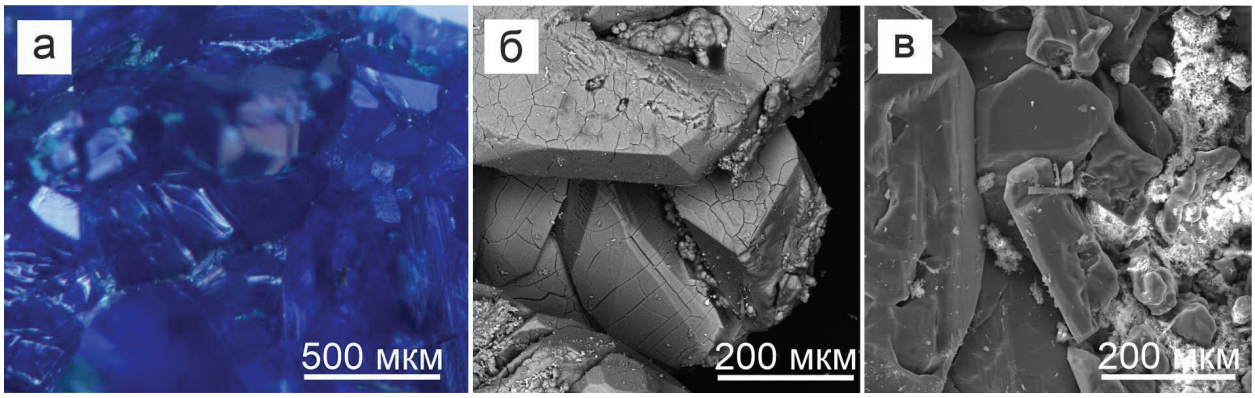


Рис. 6. а – фото под микроскопом и б, в – СЭМ изображения кристаллов карбоната диаммин меди $[Cu(NH_3)_2CO_3]$ и карбоната тетрааммин меди $[Cu(NH_3)_4CO_3]$

Fig. 6. a – photo under a microscope and б, в – SEM images of crystals carbonate diammine copper $[Cu(NH_3)_2CO_3]$ and carbonate tetraammine copper $[Cu(NH_3)_4CO_3]$

поступающих новых порций аммиачного раствора кристаллы частично растворялись и теряли первоначальный облик (рис. 6 б, в).

Термодинамические расчеты условий фазообразования в водных медно-карбонатных системах, показали, что при растворении малахита в гидроокиси аммония 2.0 m NH_3 при температурах 20–100 °C растворенная медь находится в виде медно-аммиачных комплексов $Cu(NH_3)_n^{2+}$ (n=2–5), преимущественно $Cu(NH_3)_4^{2+}$. Количественные соотношения комплексов изменяются в зависимости от температуры (Bublikova et al., 2025). В общем виде реакция взаимодействия малахита с растворами аммиака может быть выражена уравнением:

$$Cu_2CO_3(OH)_2(s) + 2nNH_3(aq) \rightarrow 2Cu(NH_3)_n^{2+}(aq) + CO_3^{2-}(aq) + 2OH^-(aq)$$

Очевидно, присутствие в растворе карбонат-иона создает возможные условия для образования комплексных соединений класса аммиакатов меди. Для определения состава кристаллической фазы, образовавшейся на поверхности малахита, были отобраны сине-фиолетовые кристаллы, которые тщательно очистили от следов тенорита и малахита. Методом рентгенофазового анализа установлено, что в составе шихты после завершения экспериментов присутствует смесь кристаллических фаз. Интенсивность и положение дифракционных пиков на дифрактограмме свидетельствуют, что в отобранных образцах шихты присутствуют две фазы: карбонат диаммин меди $[Cu(NH_3)_2CO_3]$ (PDF card № 00–026–0507) (Meyer et al., 1972) и карбонат тетрааммин меди $[Cu(NH_3)_4CO_3]$. (PDF card № 00–003–0217) (рис. 5 б). Гидроксид меди $Cu(OH)_2$ в исследованных образцах не обнаружен.

Заключение

Проведенное экспериментальное исследование реакции взаимодействия основных карбонатов меди с растворами аммиака позволило выявить некоторые особенности процесса выщелачивания малахита. Установлено, что в условиях экспериментов (концентрация аммиака 2.0 m NH_3, температура растворения шихты 40–50 °C) растворение основного карбоната меди $Cu_2CO_3(OH)_2$ с размерами частиц 3–10 мкм протекает в одну стадию, с образованием тенорита. С увеличением размеров частиц шихтового малахита до 5–7 мм механизм реакции растворения усложняется. Наряду с теноритом на поверхности объемных зерен малахита происходит кристаллизация промежуточных фаз карбоната диаммин меди $[Cu(NH_3)_2CO_3]$ и карбоната тетрааммин меди $[Cu(NH_3)_4CO_3]$, которые блокируют поверхностный слой шихтового материала и замедляют процесс выщелачивания малахита. Очевидно, измельчение малахитовой руды до микронных размеров позволит повысить скорость процесса аммиачного выщелачивания малахита как за счет большей площади контакта раствора с частицами малахита, так и за счет отсутствия промежуточных фаз аммиакатов меди.

Благодарности

Работа выполнена в рамках темы НИР ИЭМ РАН № FMUF-2022-0002.

Литература

1. Бубликова Т. М., Балицкий В. С., Тимохина И. В. Синтез и основные свойства ювелирно-поделочного малахита. Синтез минералов. В 3 т. / Отв. ред. Б. А. Дороговин и др. 2 изд., перебраб. и доп. – Александров : ВНИИСИМС. Т. 1. 2000. 662 с.
2. Aracena A., Vivar Y., Jerez O., Vásquez D. Kinetics of dissolution of tenorite in ammonium media // Mineral Processing and Extractive Metallurgy Rev. 2015. V. 36. P. 317. https://doi.org/10.1080/08827508.2015.1004404.
3. Aracena A., Pino J., Jerez O. Mechanism and kinetics of malachite dissolution in an NH_4OH System // Metals. 2020. No. 10. P. 833. https://doi.org/10.3390/met10060833.
4. Arzutug M. E., Kocakerim M. M. Leaching of malachite ore in NH_3-saturated water // Ind. Eng. Chem. Res. 2004. No. 43. P. 4118–1423. https://doi.org/10.1021/ie0342558.
5. Bublikova T. M., Balitsky V. S., Khanin D. A., Nekrasov A. N., Setkova T. V. Features of the internal structure of a synthetic malachite // Moscow university geology bulletin. 2019. V. 74, No. 1. P. 73–80. https://doi.org/10.3103/S0145875219010034.
6. Bublikova T. M., SetkovaT. V., Balitsky V. S. Thermodynamic Modeling of Phase Formation Conditions in the $CuO–CO_2–H_2O–NH_3$ System // Russian Journal of Inorganic Chemistry. 2025. V. 70. No. 1. P. 78–87. https://doi.org/10.1134/S0036023624602599.
7. Ekmekyapar A., Aktaş E., Cüncül A., Demirkiran N. Investigation of leaching kinetics of copper from malachite ore in ammonium nitrate solutions // Metallurgical and materials transactions B. 2012. V. 43B. P. 764–772. https://doi.org/10.1007/s11663-012-9670-2.
8. Lin P., Werner J., Ali Z. A., Bertucci L., Groppo J. Kinetics and Modeling of Counter-Current Leaching of Waste Random-Access Memory Chips in a $Cu\text{-}NH_3\text{-}SO_4$ System Utilizing Cu(II) as an Oxidizer // Materials 2023. V. 16. P. 6274. https://doi.org/10.3390/ ma16186274.
9. Meyer M. H., Singh P., Hatfield W. E., Hodgson D. J. The crystal and molecular structure of carbonato diammine copper (II), $Cu(NH_3)_2CO_3$ // Acta Cryst. 1972. B 28. P. 1607−1613.
10. Nadirov R., Syzdykova L, Zhussupova A. Copper smelter slag treatment by ammonia solution: Leaching process optimization // J. Cent. South Univ. 2017. V. 24. P. 2799−2804.
11. Oudenne P. D., Olson A. F. Leaching kinetics of malachite in ammonium carbonate solutions. Metallurgical Transactions 1983. V. 14B. P. 33−40. https://doi.org/10.1007/BF02670866.
12. Panayotova M., Panayotov V. Journal scientific and applied research. 2017. V. 11. P. 10.
13. Radmehr V., Koleni S. M. J., Khalesi M. R. et al. Ammonia Leaching: A New Approach of Copper Industry in Hydrometallurgical Processes. J. Inst. Eng. India Ser. D. 2014. V. 94. P. 95. https://doi.org/10.1007/s40033-013-0029-x.
14. Velásquez-Yévenes L., Ram R. The aqueous chemistry of the copper-ammonia system and its implications for the sustainable recovery of copper // Cleaner Engineering and Technology. 2022. V. 9. 100515. https://doi.org/10.1016/j.clet.2022.100515.
15. Wang Xi, Chen Qiyuan, Huiping Hu et al. Solubility prediction of malachite in aqueous ammoniacal ammonium chloride solutions at 25 °C // Hydrometallurgy. 2009. V. 99. P. 231–237. https://doi.org/10.1016/j.hydromet.2009.08.011.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 37–40

Оценка экологического состояния водоемов в зоне влияния железорудного предприятия по показателям зообентоса

Валькова С. А.
Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, s.valkova@ksc.ru

Аннотация. Исследованы состав и структура бентосной фауны водоемов в зоне влияния деятельности АО «Олкон», проведена оценка качества воды по показателям макрозообентоса.

Ключевые слова: макрозообентос, горнодобывающая деятельность, биоразнообразие, качество воды.

Assessment of the ecological state of lakes in the zone of influence of a mining enterprise by zoobenthos

Valkova S. A.
Institute of the North Industrial Ecology Problems, Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity, s.valkova@ksc.ru

Abstract. The composition and structure of zoobenthos of lakes in the zone of influence of JSC «Olkon» activities were studied. Water quality was assessed based on macrozoobenthos indicators.

Keywords: macrozoobenthos, mining, biodiversity, water quality.

Введение

При исследовании изменений, происходящих в озерах в результате влияния антропогенной деятельности, существенное значение имеет бентосная фауна, так как она характеризует долговременные многолетние изменения, происходящие в водоеме. Сообщества зообентоса рассматриваются как хорошие биоиндикаторы и применяются для оценки экологического состояния рек и озер во многих странах (Freshwater Biomonitoring..., 1993; Баканов, 2000; Безматерных, 2008; Семенченко, Разлуцкий, 2011; Andersen et al., 2016).

Мурманская область – индустриальный регион в арктической зоне РФ с хорошо развитой горнодобывающей промышленностью, одним из компонентов которой является «Оленегорский горно-обогатительный комбинат» (АО «Олкон»), осуществляющий добычу и переработку железосодержащих руд. Исследования, проведенные ранее, показали, что с началом деятельности предприятия состав воды близлежащих водоемов претерпел ряд изменений, увеличилась минерализация, содержание соединений азотной групп, изменился pH и качественный состав вод (Даувальтер, 2020). Зообентос озер характеризовался обедненным качественным составом, по уровню развития бентосной фауны исследованные водоемы относились к мезотрофному или эвтрофному типу (Валькова, 2019).

Цель работы – оценка экологического состояния водоемов, находящихся в зоне влияния горно-металлургического предприятия по показателям макрозообентоса.

Материалы и методы

Исследованные водоемы находятся в зоне влияния объектов АО «Олкон». Озеро Заячье расположено вблизи Комсомольского карьера, оз. Узкое – в районе хвостохранилища. Озера входят в водосбор оз. Имандра, относятся к категории малых водоемов (площадь оз. Заячье – 1.75 км^2, оз. Узкое – 0.33 км^2). Озеро Заячье проточное, в него впадает 4 небольших водотока, сток осуществляется через ручей Заячий, исток которого расположен в северо-западной части озера. Берега водоема сравнительно высокие, за исключением заболоченной северо-западной части. Озеро Узкое характеризуется зарегулированным стоком и заболоченными берегами с обилием высохшей древесной растительности, характерной для территорий, затопленных водой. Средняя глубина оз. Узкое – 2 м., оз. Заячье – 5 м. Грунты в центральной зоне водоемов представлены мягкими серо-коричневыми илами.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 37–40

Пробы зообентоса отбирали в период 2018–2024 гг. с использованием рекомендованных стандартных методик (Руководство…, 1992) в центральной части водоемов с помощью дночерпателя Экмана-Берджа с площадью захвата грунта 290 см^2. Камеральную обработку выполняли в лабораторных условиях в соответствии с общепринятыми в гидробиологии методами. Таксономическую идентификацию беспозвоночных проводили с использованием следующих источников: определители В. Я. Панкратовой (1970, 1977, 1983), определитель беспозвоночных под редакцией С. Я. Цалолихина (Определитель…, 2001).

Для характеристики показателей развития зообентоса рассчитывали среднюю численность (экз./м^2) и биомассу (г/м^2) гидробионтов и относительные величины численности и биомассы (%) отдельных групп. Для оценки качества вод использовали следующие индексы: хирономидный индекс Е. В. Балушкиной (Балушкина, 1997), индекс сапротоксобности В. А. Яковлева (Яковлев, 2005), сапробность по Пантле-Букк в модификации Сладечека. Трофический статус вод оценивали по шкале трофности С. П. Китаева (Китаев, 2007).

Результаты и обсуждение

Зообентос исследованных водоемов не отличается высоким разнообразием. Общий список видов бентосной фауны составил 17 таксонов, принадлежащих к 8 систематическим группам: олигохеты (Oligochaeta: *Lumbriculus variegatus* Müll., 1774), пиявки (Hirudinea: *Glossiphonia complanata* L., 1758), двустворчатые моллюски (Bivalvia: *Pisidium* sp., *Euglesa* sp.), водные клещи (Hydracarina), двукрылые (Diptera: хирономиды (Chironomidae) и мокрецы (Ceratopogonidae)), жесткокрылые (Coleoptera: *Elmis aenea* Műller, 1806), ручейники (Trichoptera: Leptoceridae), бокоплавы (*Gammarus lacustris* Sars, 1864). Основная часть насекомых была представлена личинками двукрылых, а именно семейством хирономиды – 8 видов и форм (*Procladius gr. choreus*, *Microtendipes sp., Chironomus sp., Glyptotendipes sp., Zalutscha zalutschicola* Lipina, 1939, *Ablabesmyia gr. molinis*, *Corynocera ambigua* Zett., 1838, *Psectrocladius* sp.).

Сходство фаун исследованных водоемов невысоко, индекс сходства Чекановского-Съеренсена – 0.3. Общими для озер были только один вид хирономид (*Microtendipes),* моллюски-горошины *Euglesa* и амфиподы *G. lacustris*, представители этих трех групп встречались в 65–80 % проб и формировали основу фауны зообентоса. Большинство остальных видов можно отнести к редким (были встречены только в одной/двух пробах), которые обуславливали различия в составе бентосных сообществ.

Макрозообентос оз. Узкое была представлен 10 таксонами, основу численности бентосной фауны формировали хирономиды *Microtendipes* и моллюски *Euglesa* sp., суммарная доля которых составляла > 70 % от общего обилия зообентоса, по биомассе комплекс доминантов дополняли амфиподы. Средняя численность макрозообентоса в озере составила 1212 ± 138 экз./м^2, биомасса – 10.3 ± 1.9 г/м^2. По уровню развития биомассы трофический статус оз. Узкое оценивается как β-мезотрофный.

В составе бентосной фауны озера Заячье зарегистрировано 10 систематических группы беспозвоночных. Основу бентосной фауны озера формировали хирономиды, доля которых составляла > 90 % от общей численности и биомассы донных беспозвоночных. Доминировали в сообществах личинки *Z. zalutschicola,* субдоминантом были хирономиды *Microtendipes sp.* Средняя численность макрозообентоса озера Заячье составила 496 ± 55 экз./м^2, биомасса 1.4 ± 0.4 г/м^2. По уровню развития биомассы трофический статус оз. Заячье оценивается как *β*-олиготрофный.

Основные показатели макрозообентоса, характеризующие качество вод исследованных водоемов, приведены в таблице 1.

Хирономидный индекс «$К_{Ch}$» основан на соотношении численности отдельных подсемейств хирономид. Значения индекса для озера Узкое составили 6.42, что позволяет охарактеризовать его как умеренно-загрязненный, для озера Заячье значения индекса не превышали 1, что позволяет отнести водоем к категории «чистый» (табл. 1).

Индивидуальные величины сапробности установлены для 82 % видов зообентоса, зарегистрированных в исследованных водоемах. Основная часть выявленных групп (76 %) относится

к *β*-мезосапробам, олигосапробов значительно меньше (14 %), только один вид (*Chironomus*) относился к полисапробам. По этому показателю оба водоема можно отнести к категории мезосапробных (табл. 1).

Таблица 1. Оценка качества воды исследованных водоемов по показателям макрозообентоса

Table 1. Assessment of water quality of the studied lakes by macrozoobenthos indicators

Показатели	оз. Узкое	оз. Заячье
Хирономидный индекс (K_{ch})	6.42 (умеренно-загрязненные)	0.79 (чистые)
Сапробность (S)	2.32 (*β*-мезосапробный)	2.22 (*β*-мезосапробный)
Сапротоксобность (ST)	1.8 (*β*-мезосапротоксобный)	–
Трофический статус	*β*-мезотрофный	*β*-олиготрофный

Сапротоксобность «ST» – индекс, учитывающий чувствительность видов зообентоса, как к органическому загрязнению, так и к различного рода токсическим веществам. Для оз. Заячье в связи с низким числом видов-индикаторов сапротоксобности, значения индекса не рассчитывали. Значения индекса «ST», полученные для оз. Узкое характеризуют его воды как β-мезосапротоксобные (табл. 1).

Таким образом, зообентос исследованных водоемов характеризуется невысоким разнообразием, донная фауна представлена преимущественно пелофильными группами, типичными для мягких илов. В структуре зообентоса преобладает ограниченное число таксонов, большинство из которых является эврибионтами, обитающими в широком диапазоне условий. В целом такая структура донных биоценозов характерна для глубоких частей озер Мурманской области, где сформированы сообщества с минимальным разнообразием и видовым богатством и высокой выравненностью. Доминируют в их составе хирономиды (главным образом личинки подсемейства Chironominae), олигохеты и двустворчатые моллюски (Яковлев, 2005). Рост численности и доли в структуре зообентоса пелофильных видов хирономид, что наблюдается в рассматриваемых в работе водоемах, может свидетельствовать о процессах эвтрофикации (Алимов, 2010).

Полученные значения индексов сапробности и сапротоксобности достаточно хорошо согласуются с составом преобладающих видов макробентосных беспозвоночных. Личинки *Microtendipes*, которые были доминантами в зообентосе озера Узкое, характеризуются как обитатели эвтрофных озер, тогда как хирономиды *Z. zalutschicola,* преобладающие в сообществах оз. Заячье, описаны как вид, предпочитающий олиготрофные водоемы (Saether, 1979).

Воды в озере Узкое по большинству индексов, рассматриваемых в работе, можно охарактеризовать как мезотрофные, «умеренно загрязненные», что соответствует III классу качества вод. Воды оз. Заячье – как «чистые», в целом олиготрофные, но с некоторыми чертами мезотрофии, II класса качества вод. Увеличение трофности воды озер, вероятно, связано с повышенными содержаниями соединений азотной группы, что является следствием использования взрывчатых веществ в процессе добычи железорудного сырья.

Благодарности

Работа выполнена в рамках темы НИР FMEZ-2025-0061.

Литература

1. Алимов А. Ф. Изменения структуры сообществ животных при эвтрофировании и загрязнении водных экосистем // Доклады АН. 2010. Т. 433, № 2. С. 269–272.
2. Баканов А. И. Использование зообентоса для мониторинга пресноводных водоемов // Биология внутренних вод. 2000. № 1. С. 68–82.
3. Балушкина Е. В. Применение интегрального показателя для оценки качества вод по структурным характеристикам донных сообществ // Реакция озерных экосистем на изменение внешних условий. СПб: Труды Зоол. инт-та РАН, 1997. Т. 272. С. 262–288.

4. Безматерных Д. М. Зообентос как индикатор экологического состояния водных экосистем Западной Сибири. Новосибирск: Институт вод. и экол. проблем, 2007. 87 с.
5. Валькова С. А. Зообентос водоемов в зоне влияния Оленегорского горно-обогатительного комбината (АЛ «Олкон») // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. №. 16. С. 39–43. https://doi.org/10.31241/FNS.2019.16.008.
6. Даувальтер В. А. Геохимия озер в зоне влияния арктического железорудного предприятия // Геохимия, 2020. Т. 65, № 8. С. 797–810. https://doi.org/10.31857/S001675252008004X.
7. Китаев С. П. Основы лимнологии для гидробиологов и ихтиологов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 395 с.
8. Определитель пресноводных беспозвоночных России и сопредельных территорий. Т. 5. Высшие насекомые / Под общ. ред. С. Я. Цалолихина. СПб. Изд-во: Наука, 2001. 825 с.
9. Панкратова В. Я Личинки и куколки комаров подсемейства Chironominae фауны СССР (Diptera, Chironomidae=Tendipedidae). Л. Изд-во: Наука, 1983. 296 с.
10. Панкратова В. Я. Личинки и куколки комаров подсемейств Podonominae и Tanypodinae фауны СССР (Diptera, Chironomidae-Tendipedidae). Л. Изд-во: Наука, Ленинградское отделение, 1977. 153 с.
11. Панкратова В.Я. Личинки и куколки комаров подсемейства Orthocladinae фауны СССР (Diptera, Chironomidae-Tendipedidae). Л. Изд-во: Наука, Ленинградское отделение, 1970. 344 с.
12. Руководство по методам гидробиологического анализа поверхностных вод и донных отложений / Отв. ред. В. А. Абакумов и др. СПб. Изд-во: Гидрометеоиздат, 1992. 318 с.
13. Семенченко В. П., Разлуцкий В. И. Экологическое качество поверхностных вод. Минск: Беларус. навука, 2011. 329 с.
14. Яковлев В. А. Пресноводный зообентос Северной Фенноскандии (разнообразие, структура и антропогенная динамика). Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН, 2005. Ч. 2. 145 с.
15. Andersen J. H., Aroviita J., Carstensen J., Friberg N., Johnson R. K., Kauppila P., Lindegarth M., Murray C. & Norling K. Approaches for integrated assessment of ecological and eutrophication status of surface waters in Nordic Countries // Ambio. 2016. V. 45. P. 681–691. https://doi: 10.1007/s13280-016-0767-8.
16. Freshwater Biomonitoring and Benthic Macroinvertebrates / Eds. D. M. Rosenberg, V. H. Resh. N. Y. Chapman & Hall, 1993. 488 p.
17. Saether O. A. Chironomid communites as water quality indicators // Holarctic Ecology. 1979. V. 2. P. 65–74.

Ледниковые гряды на склонах низких гор Кольского региона: морфология, строение, генезис

Вашков А. А. [1], **Алфертьев Н. Л.** [2], **Шилкина Ю. Н.** [3], **Носова О. Ю.** [1], **Коваленко Н. А.** [1], **Сергиенко Д. Д.** [1]

[1] *Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, a.vashkov@ksc.ru*

[2] *Лапландский государственный природный биосферный заповедник, Мончегорск, alfertev@laplandzap.ru*

[3] *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, st121639@student.spbu.ru*

Аннотация. Установлено, что параллельно-грядовый рельеф на южном склоне Ловозерских Тундр представляет собой боковую морену последнего оледенения, которая формировалась без воздействия активного ледника. Моренные гряды на юго-восточном склоне Хибин, в пределах массива Чуна-Тундра и Ёлка-Тундра формировались вблизи непосредственного края ледника и связаны с его давлением со стороны прилегающих равнин. Это подтверждается преобладанием в составе гравийной фракции морен пород из источников, расположенных на прилегающих равнинах. Анализ направлений падения отдельных линз и длинных осей галек в морене указывает на давление ледника не параллельно, а перпендикулярно склонам массивов. Корреляция моренных гряд, расположенных на разных высотных отметках массивов показывает, что их формирование началось после лужской фазы активизации ледникового покрова и после продолжилось во время невской фазы. К наиболее молодым моренным образованиям фазы салпаусселька I относятся гряды массива Чуна-Тундра и напорные морены у юго-западного подножья Хибин. Полученная информация имеет важное палеогеографическое значение для уточнения мощности последнего ледникового покрова, его динамики и процессов осадконакопления в краевой зоне. С лужской фазы активизации ледникового покрова массивы низких гор региона представляли собой нунатаки и выступали как морфологические ледораздельные зоны. У их подножий, помимо отдельных моренных гряд, формировались гляциодислокации с деформированными флювиогляциальными и озерно-ледниковыми осадками и представляют собой перспективные участки для месторождений строительных полезных ископаемых.

Ключевые слова: последнее оледенение, морена, дегляциация, мощность и динамика ледникового покрова.

Glacial ridges on the slopes of low mountains of the Kola region: morphology, structure, genesis

Vashkov A. A. [1], **Alfertiev N. L.** [2], **Nosova O. Yu.** [1], **Shilkina Yu. N.** [3], **Kovalenko N. A.** [1], **Sergienko D. D.** [1]

[1] *Geological Institute KSC RAS, Apatity, a.vashkov@ksc.ru*

[2] *Lapland State Nature Biosphere Reserve, Monchegorsk, alfertev@laplandzap.ru*

[3] *St. Peterburg University, St. Peterburg, st121639@student.spbu.ru*

Abstract. It has been established that the parallel-ridge relief on the southern slope of the Lovozero Tundra is a lateral moraine of the last glaciation, which was formed without the influence of an active glacier. The moraine ridges on the southeastern slope of the Khibiny, within the Chuna-Tundra and Yolka-Tundra massifs were formed near the immediate marginal zone of the ice-sheet and are associated with its pressure from the adjacent plains. This is confirmed by the predominance of rocks from sources located on the adjacent plains in the composition of the gravel fraction of moraines. Analysis of the directions of fall of individual lenses and long axes of pebbles in the moraine indicates that the glacier pressure is not parallel, but perpendicular to the elephants of the massifs. Correlation of moraine ridges located at different altitudes of the massifs shows that their formation began after the Luga phase of glacial cover activation and then continued during the Neva phase. The youngest moraine formations of the Salpausselka I phase include the ridges of the Chuna-Tundra massif and the pressure moraines at the southwestern foot of the Khibiny. The information obtained is of great paleogeographic importance for clarifying the thickness of the last ice sheet, its dynamics and sedimentation processes in the marginal zone. Since the Luga phase of ice sheet activation, the low mountain massifs of the region were nunataks and acted as morphological ice-divide zones. At their foothills, in addition to individual moraine ridges, glaciodislocations with deformed fluvioglacial and lacustrine-glacial sediments were formed and are promising areas for deposits of construction minerals.

Keywords: last glaciation, moraine, deglaciation, ice sheet thickness and dynamics.

Введение

Ледниковый рельеф на склонах низких гор Кольского региона исследуется с конца XIX в. (Ramsay, 1898). Ко второй половине XX в. в общих чертах были определены особенности распространения, морфологии и строения ледникового рельефа для Хибинского массива, поднимаются вопросы взаимодействия горного и покровного оледенений (Лаврова, 1960; Арманд, 1964). Эти работы были продолжены для Хибинского и Ловозерского массивов, в результате к концу XX в. была построена модель взаимодействия горного и покровного оледенений (Евзеров, Николаева, 2007, 2010). Улучшение качества цифровых изображений земной поверхности и цифровых моделей рельефа позволили за последние 30 лет установить аккумулятивные формы рельефа на склонах других горных массивов региона: Чуна и Монче-Тундры, Лувеньских, Колвицких и Ёлка-Тундр (Neimelja et al, 1993; Hätterstrand, Clark, 2006; Boyes et al, 2021).

Определение особенностей морфологии и строения аккумулятивных форм является актуальным для выяснения их генезиса, что в свою очередь позволит реконструировать положение краевой зоны покровного оледенения. Дальнейшая корреляция аккумулятивных форм позволит провести реконструкцию мощности покровного оледенения. Ранее такая работа выполнялась только для Хибинского и Ловозерского массивов с более ограниченными техническими средствами и меньшим количеством фактического материала (Евзеров, Николаева, 2007, 2010). Также ранее не проводилась корреляция аккумулятивных образований на склонах гор с конечно-моренными образованиями на прилегающих равнинах, исследование которых продолжается в настоящее время (Вашков и др., 2024).

Район работ

Полевые работы проводились с 2021 по 2024 гг. на южных склонах Ловозерских Тундр, юго-восточных склонах Хибин, в восточной части Чуна-Тундры а также в Лувеньгских и Елка-Тундрах (рис. 1, 2). Эти низкие горы отражают тектонические поднятия разнородных интрузивных массивов в течение кайнозоя и характеризуются специфическим геологическим строением. Щелочными породами преимущественно сложены Хибинский и Ловозерский массивы: первый нефелиновыми сиенитами, второй нефелиновыми сиенитами и луявритами (Геологическая.., 2001; Ремизова, 2007). Массивы Чуна-Тундры, Лувеньгских и Ёлка-Тундр сложены протерозойскими интрузиями основных пород: амфиболитов, пироксенитов и др. (Геологическая.., 2001). Четвертичные отложения надстраивают поверхности массивов до высот не более 750–800 м над уровнем моря (н.у.м.) (Арманд, 1964). Их мощность составляет от первых метров на высотах свыше 450 м н.у.м до нескольких десятков метров у подножий массивов и свыше 100 м в отдельных горных котловинах (например, котловина Большого Вудъявра в Хибинах) (Арманд, 1964; Евзеров, Николаева, 2010; Государственная.., 2012).

Методика работ

В ходе работ применялся комплекс геолого-геоморфологических методов. Было обследовано строение и морфология 14 гряд и грядово-холмистых участков на склонах и у подножий массивов (рис. 1, 2). Определение морфологии аккумулятивных образований проводилось при помощи нивелирования форм, замеров крутизны, высоты и длины склонов. Положение гребней гряд на склонах и уточнение их морфологических характеристик проводилось при анализе ЦМР ArcticDEM разрешением 2 м (Porter et al., 2023).

С поверхности гряд закладывались шурфы, в редких случаях обследовались дорожные выемки и небольшие карьеры. В разрезах определялись оособенности структуры и текстуры отложений. Цвет отложений определялся при помощи колориметрической системы *Munsell Soil Color Charts*. Детальное изучение текстуры ледниковых отложений производилось с помощью массовых замеров азимутов и углов падения плоскостных (плоскости сланцеватости, границы линз в диамиктоне) и линейных (длинные оси галек и валунов) элементов (Аболтиньш, 1989; Benn, 2013). Выполнялось по 25–100 замеров в одном разрезе. В случае присутствия в разрезе сложно построенных

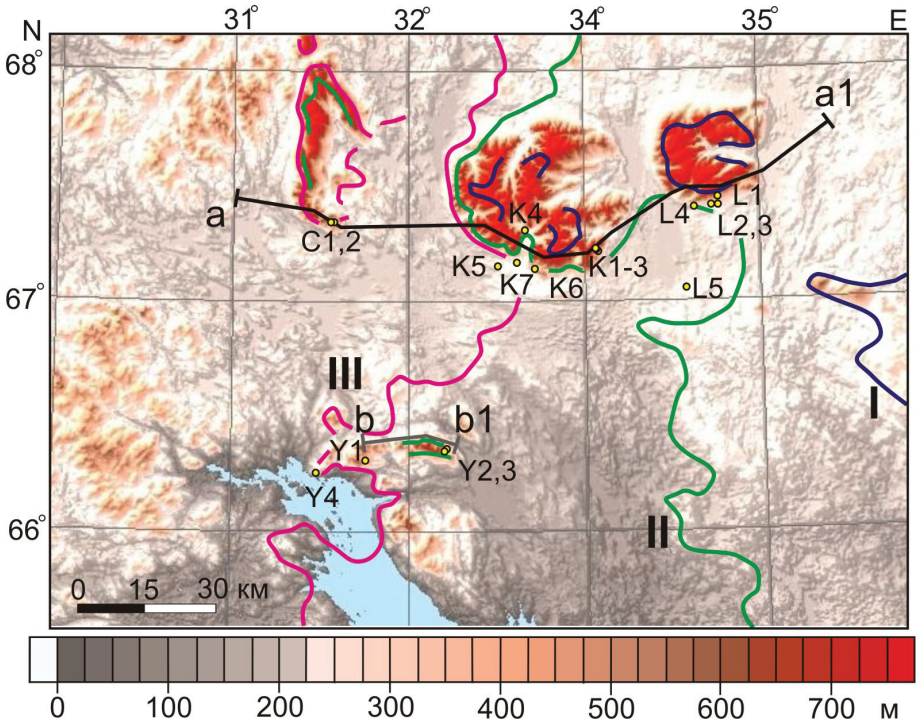


Рис. 1. Схема размещения пунктов исследования: L 1–5 – участок в районе Ловозерских Тундр; K 1–7 – Хибинских Тундр; C 1,2 – Чуна-Тундры; Y 1–4 – Лувеньгских и Ёлка-Тундр. Римские цифры обозначают фазы сокращения последнего ледникового покрова в регионе (с использованием Вашков и др., 2024): I – лужская фаза, максимум (темно синяя линия); II – невская фаза (зеленая линия); III – фаза сальпаусселька I (розовая линия)

Fig. 1. The scheme of the study areas: L 1–5 – research sites in the Lovozero Tundra area; K 1–7 – Khibiny Tundra; C 1,2 – Chuna-Tundra; Y 1–4 – Luvengskie and Yolka-Tundra. Roman numerals denote the phases of the last glaciation in the region (using by Vashkov et al., 2024): I – maximum of the Luga stage (dark blue line); II – Neva stage (green line); III – salpausselka I stage (pink line)

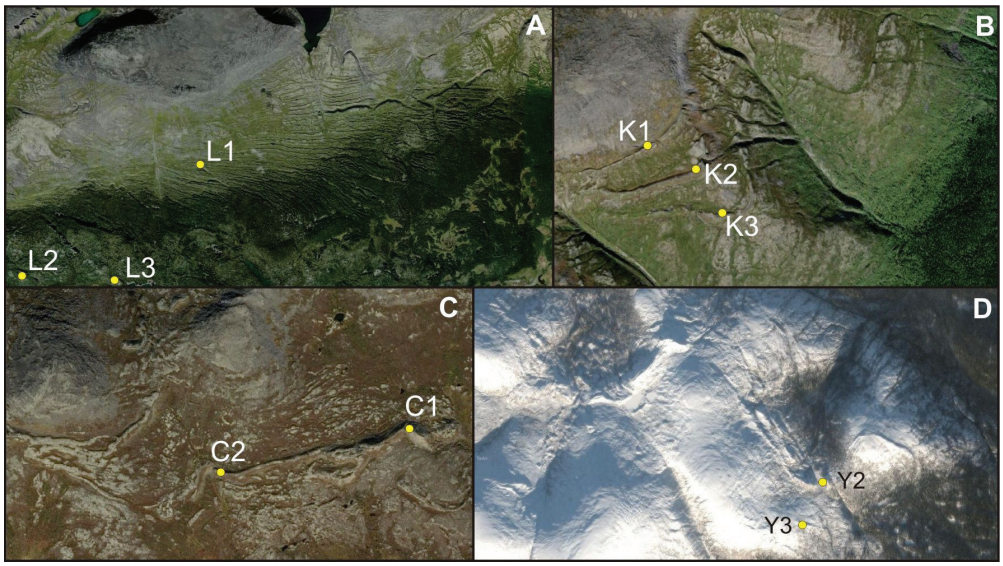


Рис. 2. Боковые морены на южном склоне Ловозерского массива (A), моренные гряды на юго-восточном склоне Хибинского массива (B), моренная гряда южнее г. Ельнюн (Чуна-Тундра) (C), моренные гряды на северном склоне массива Ёлка-Тундра (D)

Fig. 2. Lateral moraines on the southern slope of the Lovozero Massif (B), moraine ridges on the southeastern slope of the Khibiny Massif (C), moraine ridge south of Mount Yelnyun (Chuna-Tundra), moraine ridges on the northern slope of the Yolka-Tundra massif (D)

гляциодислокаций измерялись направления и углы падения контактов деформированной слоистости в разных частях разрезов (Аболтиньш, 1989; Aber, Ber, 2007). Обработка полученных данных проводилась при помощи программы OpenStereo 0.1.2, структурные диаграммы строились на нижней полусфере равноплощадной сетки Шмидта.

Гранулометрический анализ проводился в полевых и лабораторных условиях. Содержание крупнообломочной фракции размером свыше 50 мм рассчитывалось по палетке на площади 1 × 1 м, при дальнейшем определении гранулометрического состава количество материала в этой фракции не учитывалось (табл. 1). Дальнейший анализ проводился на ситах рассеивающей машины Retsch AS Control 300 диаметром 10, 5, 2, 1, 0.5, 0.25, 0.1, 0.05 и 0.025 мм. Связные осадки с алевритоглинистыми частицами (в том числе диамиктоны) просеивались при подаче воды с вымыванием фракции менее 0.025 мм.

Таблица 1. Гранулометрический состав ледниковых отложений гряд на склонах низких гор и прилегающих равнин Кольского региона. Местоположение пунктов обозначено на рис. 1

Table 1. Granulometric composition of glacial deposits of ridges on the slopes of low mountains and adjacent plains of the Kola region. The location of the points is indicated in Fig. 1

Пункт	Высота (м)	Более 50 мм %*	Фракции от 50 до 0.025 мм и менее, %									
			50–10	10–5	5–2	2–1	1–0.5	0.5–0.25	0.25–0.1	0.1–0.05	0.05–0.025	< 0.025
	Ловозерские Тундры											
L1	405	40–45	3.7	7.6	15.6	19.1	13.4	9.3	11.5	8.6	11.2	
L2	266	35–40	31.7	12.0	12.0	7.8	9.3	10.5	9.0	3.1	2.1	2.5
L3	226	35–40	24.5	10.3	26.2	15.4	9.5	6.3	3.4	1.3	0.7	2.4
L4	172	15–20	5.8	3.4	7.3	8.0	7.8	10.1	10.8	8.2	11.3	27.2
L5	198	20–25	6.7	3.1	5.4	4.6	6.9	10.4	17.7	11.7	7.6	25.9
Хибинские Тундры												
K1	700	35–40	26.0	9.5	13.2	7.2	7.1	10.3	13.3	6.3	2.6	4.5
K2	650	35–40	29.0	7.0	11.9	7.0	6.4	9.4	13.4	7.6	3.4	4.9
K3	600	35–40	24.4	6.9	9.2	6.6	6.9	11.0	16.8	8.6	3.5	6.1
K4	345	20–25	3.9	4.5	7.3	7.2	8.3	14.7	18.9	15.7	9.2	10.3
K5	225	15–20	22.3	3.6	6.6	5.4	5.5	7.9	12.5	10.8	7.7	17.7
K6	415	15–20	18.4	3.8	5.4	4.9	6.3	10.7	18.4	12.4	7.9	11.7
Лувеньгские и Ёлка-Тундры												
Y1[1]	405	25–30	7.2	4.0	6.2	6.6	10.5	15.0	17.6	10.3	6.5	16.1
Y1[2]	405	–	–	–	0.3	0.1	0.6	1.2	6.0	41.4	37.6	12.8
Y1[3]	405	–	–	0.3	0.5	1.1	3.0	23.4	60.1	8.1	1.7	1.8
Y2[1]	560	40–45	16.9	6.7	18.0	11.3	16.6	17.8	9.3	1.9	0.5	1.0
Y2[2]	560	0–5	4.9	4.5	11.3	11.3	20.1	24.4	15.7	4.4	1.3	2.1
Y3[1]	450	35–40	23.1	4.3	5.4	5.5	9.5	14.9	16.9	8.2	4.3	7.9
Y3[2]	450	–	–	0.4	1.6	2.6	11.9	41.3	32.2	6.0	1.8	2.2
Y4	195	20–25	2.3	3.8	5.2	6.6	12.0	19.7	25.2	11.5	5.5	8.2

Примечание: *содержание фракции более 50 мм определено во время полевых работ, фракции от 50 до 0.025 мм определены в лабораторных условиях.

Петрографический анализ гравийной фракции (5–10 мм) диамиктонов проводился из проб общим весом до 20 кг. При помощи ситового рассева из диамиктона извлекались обломки гравия свыше 5 мм и галька до 50 мм. Затем, используя стереоскопический микроскоп (бинокуляр), обломки разделялись на группы пород, подсчитывалось их процентное соотношение. Выделенные группы сопоставлялись с коренными породами массивов, на которых расположены гряды, и с породами близлежащих территорий. Для отдельных проб также определялся состав гальки и валунов.

Полученные результаты

На южном склоне *Ловозерского массива* на отметках в 320–590 м н.у.м. был установлен комплекс параллельно-грядового рельефа (рис. 2, А). Он представлен спрямленными грядами высотой до 30 м, с асимметричными крутыми склонами. Склон гряды, обращенный к равнине, в 2–3 раза

длиннее и выше, а также в 1.5–2 раза круче. Гряды выстраиваются в субпараллельные цепи, ориентированные в восточном и юго-восточном направлении. В юго-восточном направлении гряды постепенно опускаются вниз по склону массива до отметок менее 320 м н.у.м. В шурфе на южном склоне одной из гряд (N 67°43’00,0’’, E 34°44’06,2’’, L1 на рис. 2, А) вскрыт диамиктон коричнево-серый, с большим количеством крупных обломков и заполнителем в виде песка разнозернистого (р. з.), преимущественно крупнозернистого (к. з.), с алеврито-глинистыми частицами. Крупные обломки в основном средне и плохо окатанные, часто не окатанные. В составе валунной фракции доминируют обломки местных пород: луявритов Ловозерского массива (до 90 %), а в составе крупногравийной фракции их доля возрастает до 95 %.

В строении форм, примыкающих к склонам Ловозерского массива с юго-запада и юга на отметках 170–260 м н.у.м. установлены гляциодислокации. Так, строение одной из гряд, длиной около 1.6 км, шириной около 0.4 км, высотой до 15–18 м, вытянутой вдоль юго-западного склона Ловозерских Тундр, было изучено в карьере (N 67°41’39,8’’, E 34°34’36,4’’, L4 на рис. 1). С поверхности гряды под маломощной покрышкой диамиктона оливкового, глинистого вскрыто переслаивание глинистых песков м.з., т.з. и алевритов. Отложения деформированы разрывными и пластичными нарушениями. Анализ элементов залегания контактов линз, слоистости, а также плоскостей сместителей разрывных нарушений указывает на преобладающее падение по азимуту 320–330 °.

В юго-восточной части *Хибинского массива* на высоте около 590–700 м н.у.м. были обследованы три параллельные друг другу гряды со спрямленными гребнями и резко ассиметричными склонами (рис. 2, В). Юго-восточные склоны высотой до 28 м и крутизной 28–35 °. Высота северо-западных склонов не превышает 5 м, а их крутизна до 15–18 °. Гряды разделяются коренным склоном массива крутизной 12–16 °, без покрышки четвертичных отложений. Гряды прослеживаются по склону массива далее в северо-восточном направлении с постепенным снижением их высоты. В шурфах на поверхности гряд вскрывается диамиктон от оливково-серого до светло-оливково-серого, рыхлый, с большим числом гравия, гальки и валунов разной степени окатанности. Доля валунной фракции достигает 30–35 %, в интервале до 0.2 м от поверхности до 40 % (К1–3 в табл. 1). Диамиктон имеет признаки сланцеватой текстуры за счет неоднородного содержания алеврито-глинистых частиц по слою. Сланцеватость имеет уклон по азимуту 142 ° под углом 21 °, примерно в этом же направлении ориентировано большинство гальки и валунов в слое. В долинах небольших водотоков на склоне массива гряды распадаются на отдельные пологие холмы, а вдоль тальвегов долин вниз по склону массива прослеживаются гряды высотой до 10 м. Они сложены в основном средне и плохо сортированными песками р. з., с примесью гравия, гальки и валунов.

На южном склоне Хибинского массива юго-восточнее г. Кировск развит грядово-холмистый рельеф на отметках 300–460 м н.у.м. Часто гребни соседних гряд сближены друг с другом, отмечается своеобразное ступенчатое наложение одной гряды на другую. В отдельных случаях гребни соседних гряд разделены узкими ложбинами. В строении одной из гряд в карьере (6 на рис. 1, N 67°34’34,3’’, E 33°42’49,2’’) вскрыт диамиктон серо-оливковый и оливково-серый с преобладанием в составе песков м. з. с гравием, галькой и валунами разной степени окатанности. Содержание валунов около 15–20 %, неоднородно по слою. Диамиктон с отчетливой сланцеватой текстурой и линзами песков м. з. оливково-серых с примесью песков к. з. и гравия, а также с линзами песков р. з., в основном к. з., коричнево-серых. Линзы в диамиктоне падают по азимуту 110 ° под углом 16°. Между двумя гребнями гряд в карьере было вскрыто строение ложбины, которая их разделяет. В поверхность диамиктона на глубину до 3 м врезаны галечно-валунные отложения с песками-заполнителями р. з., в основном м. з. и с. з., серо-коричневыми и оливково-коричневыми. Содержание валунной фракции в нижней части вреза а также вблизи его бортов достигает 50–55 %. Иногда в песках отмечается перекрестная косая слоистость, которая падает по азимуту 214 ° под углом 14 °.

Ниже, на отметках 200–280 м н.у.м. вдоль южного склона Хибин расположен холмистый рельеф, в строении которого установлены дислоцированные водно-ледниковые отложения. В строении одного из таких холмов в 3.6 км к юго-западу от г. Кировск (7 на рис. 1) вскрыты смятые в сложную складчато-надвиговую дислокацию алевриты темно-серо-оливковые, однородные и пески

т. з. и м. з. светло-коричнево-серые и пески р. з., с гравием, галькой хорошо окатанной формы. В ядре складки установлена линза диамиктона оливково-серого, которая падает по азимуту 198–204 ° под углами от 17–25 до 64–85 °. В юго-восточной части карьера вскрыта зона надвига с падением контактов слоистости по азимуту 226 ° под углами порядка 65–80 °, северо-восточнее которой крылья гляциоскладок имеют иную ориентировку.

В юго-восточной части массива *Чуна-Тундра* в двух пунктах (C_1 и C_2 на рис. 2, С) была обследована крупная гряда вдоль южного и юго-восточного склонов г. Ельнюн. Гряда состоит из двух ветвей длиной до 2.7 км, ориентированных к северо-востоку и востоку. Ветви соединяются своими западными торцами на абсолютных отметках около 620 м н.у.м. Северо-восточная ветвь прослеживается западнее г. Ельнюн на отметках до 600 м н.у.м. и далее опускается в северном и северо-восточном направлении. Другая ветвь гряды постепенно опускается до отметок 500–520 м н.у.м. в восточном направлении. Ширина гряды тут до 0.16 км относительная высота до 25–30 м (в основном 12–18 м). Гребень гряды узкий, спрямленный и реже извилистый, иногда пересекается узкими ложбинами с V-образным профилем. Склоны гряды ассиметричные, южный склон выше и круче, до 28–35 °. К северному склону гряды примыкает холмистый и холмисто-западинный рельеф с высотой отдельных форм до 3 м. С юга к гряде примыкают несколько субпараллельных ей цепей холмистого рельефа с высотой отдельных форм 1.5–3 м (реже до 5 м). На гребне гряды и холмов большое число валунов средне- и плохо окатанных, у оснований склонов крутизной более 20 ° наблюдаются скопления валунов и глыб. В пункте обследования C_1 с поверхности гряда и холмистые формы сложены диамиктоном коричнево-оливковым, преимущественно песчаного состава, с большим числом гравия, гальки и валунов (до 45 %).

В пределах массивов *Ёлка и Лувеньгские Тундры* на платообразных площадках с отметками высот 280–480 м н.у.м развит холмистый рельеф, а гряды расположены на склонах массивов на отметках 420–600 м н.у.м. (иногда до отметок 750 м н.у.м.). Строение холмистого рельефа было обследовано в пределах Лувеньгских Тундр, на отметке 405 м н.у.м. в шурфе глубиной 1.3 м (N 67°09’19,3’’, E 32°45’42,8’’). Здесь в поверхности короткой гряды длиной до 0.18 км, шириной до 40 м и высотой до 6 м был вскрыт диамиктон оливковый, оливково-серый с преобладанием в составе песка, с гравием, галькой и валунами ($Y1^1$ в табл. 1). С глубины 0.6 м признаки сланцеватой текстуры за счет отдельных участков с высоким содержанием алеврито-глинистых частиц. В юго-западной части стенки шурфа в диамиктон включена линза из песков т. з., оливковых, плотных ($Y1^2$), а также песков м. з., светло-оливково-коричневых и песков м. з. и с. з. серо-коричневых с зернами гравия и гальки ($Y1^3$ в табл. 1). Эти осадки залегают деформировано, с концентрическим положением границ литологических разностей с песками т. з. в линзе. Видимая толщина линзы достигает 0.4 м. Падение сланцеватости и границ линзы зафиксировано по азимуту 250–275 ° под углами 16–48 °. Это же направление характерно для падения длинных осей гальки в диамиктоне.

На северном склоне массива Ёлка-Тундра выражены от одной до трех параллельных друг другу гряд, которые прослеживаются на отметках 410–480 м н.у.м. В западном направлении высота этих гряд увеличивается до 520–600 м н.у.м. В строении гряды с гребнем на отметке 445 м н.у.м, относительной высотой до 40 м (Y2 на рис. 2, D, N 67°11’05,1’’, E 33°12’41,9’’), в шурфе глубиной до 1.1 м вскрыт диамиктон оливково-коричневый, преимущественно песчаного состава, с гравием, галькой и валунами ($Y2^1$ в табл. 1). Диамиктон с признаками сланцеватой текстуры за счет неравномерного содержания алеврито-глинистых частиц, сланцеватость в целом наклонена по азимуту 310 ° под углами 20–25 °. В интервале 0.3–0.35 м от поверхности в диамиктоне линза песка светло-оливково-коричневого, р. з., в основном с. з., однородного, толщиной до 5 см ($Y2^2$ в табл. 1). Линза песка также падает к северо-западу, в этом же направлении ориентированы длинные оси гальки. На южном склоне массива грядовый рельеф менее выразительный, гряды здесь высотой до 5–7 м, длиной не более 0.2 км, образуют цепочки на отметках 450–560 м н.у.м. Их строение установлено в шурфе глубиной до 1 м (Y3 на рис. 2, D, N 67°10’49,7’’, E 33°11’50,4’’). Здесь установлены пески р. з., в основном к. з., темно-желто-коричневые, не сортированные, без видимой слоистости, с большим числом гравия, гальки и валунов ($Y3^1$ в табл. 1) мощностью до 0.4 м. Они залегают на песках

р. з., в основном с. з., светло-желто-коричневых, однородных, сортированных, с незначительной долей примеси алевритов и песков т. з. ($Y3^2$ в табл. 1). Пески с признаками слоистости за счет линз песка р. з., в основном к. з., с гравием и галькой. Падение линз в северном и северо-восточном направлении под углами до 18 °.

Сравнение гранулометрического состава диамиктонов гряд на склонах низких гор с составом основной морены прилегающих равнин (пункты L5, K5, Y4 на рис. 1 и в табл. 1) показывает, что в них большее содержание крупнообломочной фракции свыше 50 мм и значительно меньшее содержание алеврито-глинистых частиц. Содержание алеврито-глинистых частиц также закономерно уменьшается относительно высотной позиции гряд на склонах, пропорционально этому растет число крупнообломочной фракции свыше 50 мм.

Таблица 2. Петрографический состав крупногравийной фракции (5–10 мм) ледниковых отложений гряд на склонах низких гор Кольского региона. Местоположение пунктов обозначено на рис. 1

Table 2. Petrographic composition of coarse gravel fraction (5–10 mm) of glacial deposits of ridges on the slopes of low mountains of the Kola region.The location of the points is indicated in Fig. 1

Группы пород		Пункты							
	L1	L2	L3	L4	L5	K2	K3	K4	C1
1. Гнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые, плагиограниты, гранодиориты, диориты	1.3	41.7	51.7	49.6	40.0	53.0	48.9	26.0	41.6
2. Амфиболиты	–	8.6	2.9	1.8	3.1	12.4	11.1	12.5	26.4
3. Габброиды с.з. актинолитизированные	–	3.4	2.2	0.4	5.7	4.6	3.6	7.1	–
4. Габбро-анортозиты с. з и к. з.	–	0.1	0.2	0.2	0.5	0.5	0.2	1.1	–
5. Габбро-милониты (гранат-амфибол-плазиоклазовые породы по габброидам)	–	0.8	0.2	-	0.6	1.4	1.4	1.9	14.8
6. Габбро, нориты, габбронориты с. з., м. з., долериты, редко пироксениты	–	1.2	1.3	2.0	0.3	3.4	0.9	0.8	12.8
7. Перидотиты, оливиниты	–	–	–	–	–	0.2	0.1	–	–
8. Породы вулканогенно-осадочных толщ	0.1	17.6	6.2	2.5	35.8	10.0	15.6	15.1	–
Нефелиновые и щелочные сиениты, в том числе:	**95.8**	**19.1**	**25.6**	**29.4**	**7.3**	**7.7**	**13.3**	**29.3**	–
9. *Нефелиновые сиениты и щелочные сиениты*	15.7	14.6	17.2	28.3	6.6	2.7	2.2	29.3	–
10. *Нефелиновые сиениты типа луяврита и порфировидного м. з. луяврита*	80.1	4.6	8.4	1.1	0.8	–	–	–	–
11. *Щелочные сиениты массива Соустова*	–	–	–	–	–	5.0	11.1	–	–
12. Фойдолиты	–	1.2	–	0.7	0.5	0.2	0.1	0.8	–
13. Жильные щелочные породы, лампрофиры, пикриты и др.	2.2	2.0	4.6	1.8	1.2	0.4	0.7	0.4	0.4
14. Фенитизированные гнейсы, плагиограниты	0.6	1.0	0.7	1.8	0.3	–	–	–	–
15. Граниты розовые плагиоклаз-микроклиновые (гранит-мигматиты)	–	2.1	2.9	5.7	2.6	3.6	2.2	3.5	0.4
16. Гнейсы биотитовые с гранатом	–	0.3	0.2	1.1	0.3	1.0	0.4	0.4	2.5
17. Гнейсы биотитовые с силлиманитом (+- гранат)	–	0.3	0.2	1.4	1.1	–	–	–	–
18. Кварц	–	0.3	0.4	1.6	0.5	0.8	0.9	1.1	1.1
19. Полевые шпаты	–	0.1	0.7	0.2	0.1	0.8	0.6	–	–

Петрографический анализ крупнообломочной фракции (5–10 мм) для гряд на склонах Ловозерского и Хибинского массивов показывает на преобладание в их составе (за исключением пункта L1) пород, принесенных с окружающих массивы равнин (табл. 2). Так, источником пород для многочисленной группы гнейсов (группа 1 в табл. 2) может являться вежетундровский комплекс,

кольский и беломорский метаморфические комплексы, нерасчлененный комплекс гнейсодиоритов-плагиогранитов, витегубская свита, а единичные обломки слюдяных и м.з. гнейсов также могут быть принесены из кислогубской свиты (Ремизова, 2007). Наиболее вероятным источником амфиболитов представляются основные породы вежетундровского, кольского и беломорского метаморфических комплексов, витегубская свита и Умбареченский массив. Габброиды группы 3 могут быть снесены с Умбареченского массива, групп 4, 5 и 6 с Главного хребта. Породы вулканогенно-осадочных толщ соответствуют поясу Имандра-Варзуга. Источником гранитов и гранит-мигматитов может являться область мигматизации вежетундровского комплекса, кольского и беломорского метаморфических комплексов микроклиновыми гранитами и комплекс плагиомикроклиновых и микроклин-плагиоклазовых гранитов. К местным породам относятся нефелиновые и щелочные сиениты Хибинского и Ловозерского массивов, доля которых обычно не превышает 25 %. Отдельные обломки, однако, могли быть принесены из прилегающей равнины, например, из массива Соустова (Ремизова, 2007).

Обсуждение результатов и выводы

Ледниковые гряды на южном и юго-западном склоне Ловозерского массива ранее соотносились с боковой мореной покровного оледенения (Евзеров, Николаева, 2010), либо холмистой мореной (Карта.., 1989). Анализ космических изображений и ЦМР позволил также интерпретировать эти формы как латеральные каналы стока талых ледниковых вод, по аналогии с формами на северном склоне этого массива (Hätterstrand, Clark, 2006; Boyes et al., 2021). Отсутствие сортировки и значительное число примесей алеврита и глины (до 11.2 %), исключает связь этих отложений с потоками талых вод или образованиями присклоновых тоннелей (Каплянская, Тарноградский, 1993). Резкое преобладание в составе крупногравийной (до 95.8 %, L1, табл. 2) и валунной (до 90 %) фракции местных пород Ловозерского массива указывает на незначительное перемещение этого материала в пределах склона (Вашков и др., 2024). Данные отложения могут быть интерпретированы как насыпная боковая морена, что согласуется с прежними представлениями (Евзеров, Николаева, 2010). Образование боковых морен происходило вблизи ледникового края деградирующего ледника, на что указывает постепенное смещение параллельных друг другу гребней гряд вниз по склону и постепенное изменение направлений ориентировки гряд с восточного на юго-восточное. Данная конфигурация гребней гряд также исключает вероятность их формирования в краевой зоне горного оледенения. Корреляция этого комплекса с краевыми образованиями равнины позволяет сделать предположение о его формировании во время, примерно соответствующее окончанию лужской фазы около 15.0–13.9 тыс. л. н. (Вашков и др., 2024).

Холмисто-грядовый рельеф у южных и юго-западных склонов Ловозерского массива ранее сопоставлялся с холмистыми моренами (Карта.., 1989; Niemelja et al., 1993), с напорно-насыпными моренами (Евзеров, Николаева, 2007), либо с флювиогляциальными образованиями (Boyes et al., 2021). Анализ геологического строения этих форм показывает, что они построены деформированными озерно-ледниковыми песками и алевритами, а также флювиогляциальными песками с наклонным и несогласным залеганием отложений (Вашков и др., 2024). Отложения в разрезах деформированы пологими сдвигами и небольшими складками, что характерно для напорных краевых образований (Аболтиньш, 1989; Aber, Ber, 2007). Анализ ориентировки деформаций и петрографический состав диамиктонов указывает на смещение материала активным ледником с юго-востока на северо-запад (Вашков и др., 2024). Формирование данных напорных гряд с покрышкой абляционной морены могло происходить в прикраевой зоне активного ледникового покрова и в целом может быть синхронным краевым образованиям невской фазы сокращения ледникового покрова на прилегающей с юга равнине (Вашков и др., 2024).

Гряды на юго-восточном склоне Хибинского массива ранее сопоставлялись с террасами, формирование которых происходило у ледникового края в одну из фаз («стадия нунатаков») сокращения ледникового покрова (Арманд, 1964). Позднее они интерпретировались как моренные гряды (Boyes et al., 2021). Судя по структурно-текстурным характеристикам и петрографическому составу диамиктона, гряды могут быть сопоставлены с напорными моренными образованиями. Их фор-

мирование происходило на периферии покровного ледника, на небольшом удалении от непосредственного ледникового края во время краткосрочных осцилляций ледникового края. Параллельные простиранию этих гряд формы, тяготеющие к понижениям на склонах массива, могут представлять собой образования подледниковых каналов стока талых вод.

Фрагменты ледникового рельефа на склонах массивов Чуна-, Ёлка- и Лувеньских Тундр ранее интерпретировались как краевые моренные гряды (Niemelja et al., 1993), моренные гряды и холмистая морена (Boyes et al., 2021). Полученные данные позволяют сопоставить крупную гряду вблизи вершины г. Ельнюн (рис. 2, С) с краевой моренной формой. Разделение гряды на две ветви может свидетельствовать об ее размещении между двумя ледниковыми лопастями (языками). Наличие холмисто-грядовых форм на дистальном склоне гряды указывает на вероятный контакт активного ледника с полем мертвого льда.

Ледниковые гряды на северном склоне массива Ёлка-Тундра морфологически близки гряде на массиве Чуна-Тундра. В их строении выявлен диамиктон с линзами песков р. з., а анализ направления падения линз и длинных осей галек позволяет реконструировать давление активного ледника с севера. Грядообразные формы на южном склоне массива сложены плохо сортированными водно-ледниковыми образованиями с маломощной покрышкой абляционной морены. В строении холмисто-грядового рельефа в южной части Лувеньгских Тундр установлен диамиктон, близкий по составу к основным моренам прилегающих равнин. Наличие крупных блоков-линз с внутренней концентрической слоистостью осадков, близких по составу к озерно-ледниковым (Y1[2] и [3], табл. 1) может указывать на наличие складчатых дислокаций в строении этих форм (Аболтиньш, 1989; Aber, Ber, 2007).

Предварительная корреляция краевых и осцилляторных моренных гряд и гряд боковой морены с установленными ранее краевыми образованиями на прилегающих равнинах (Евзеров, Николаева, 2007; Вашков и др., 2024) позволяет установить три основных этапа сокращения покровного оледенения (рис. 3).

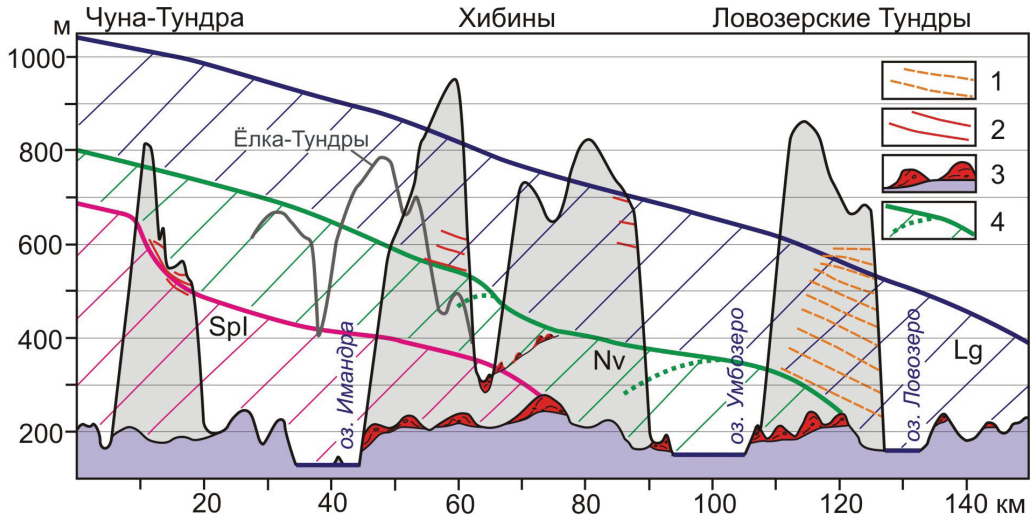


Рис. 3. Схема корреляции ледниковых моренных гряд на склонах низких гор в центральной части Кольского региона: 1 – гряды боковых морен; 2 – напорные моренные гряды на склонах гоо; 3 – напорные гряды и холмы с гляциодислокациями у подножий гор; 4 – реконструкция поверхности фаз распространения последнего ледникового покрова (точечная линия – ледниковые языки): Lg – во время лужской фазы в максимум развития (темно синяя линия); Nv – во время невской фазы (зеленая линия); SpI – во время фазы салпаусселька I (розовая линия. Положение гипсометрического профиля по линии a–a1 и b–b1 на рис. 1

Fig. 3. Correlation scheme of glacial moraine ridges on the slopes of low mountains in the central part of the Kola region: 1 – ridges of lateral moraines; 2 – pressure moraine ridges on the slopes of the goo; 3 – pressure ridges and hills with glaciodislocations at the foot of the mountains; 4 – reconstruction of the surface of the phases of spreading of the last glacial sheet (dotted line – glacial tongues): Lg – during the Luga stage at the maximum of development (dark blue line); Nv – during the Neva stage (green line); SpI – during the salpausselka I stage (pink line). Position of the hypsometric profile along the line a–a1 and b–b1 in Fig. 1, A

При корреляции учитывалась разница в новейшем поднятии территории региона в позднеледниковье и голоцене (Толстобров, 2018), которая в целом не превышала 10–20 м относительного поднятия для рассматриваемых массивов. Средний градиент поверхности последнего ледникового покрова на равнине был принят в 40–50 м на 10 км, согласно прежним работам (Евзеров, Николаева, 2010). Также было принято во внимание, что в пределах сильно расчлененного доледникового рельефа колебания поверхности ледника могли быть значительно выше, до 200 м на 10 км (Hätterstrand et al., 2008).

В результате установлено, что боковые морены южного склона Ловозерского массива, которые формировались после максимума лужской фазы активизации ледника (15.0–14.7 тыс. л. н.) сопоставляются с осцилляторными моренными грядами в юго-восточной части Хибинского массива. Напорные морены у юго-западного подножья Ловозерского массива и у юго-восточного подножья Хибинского массива формировались на периферии одного и того же ледникового языка в южной части котловины оз. Умбозеро в невскую фазу около 14.1–13.9 тыс. л. н. (Вашков и др., 2024). Сокращению ледника от максимума этой фазы соответствуют моренные гряды на южном склоне Хибин. Синхронны невской фазе также моренные гряды в пределах массива Ёлка-Тундра и холмистые морены Лувеньгских Тундр, расположенные на сопоставимых высотных отметках в 45–50 км южнее Хибин. Моренная гряда в пределах массива Чуна-Тундра, в свою очередь, может быть сопоставлена только с напорными моренами южной периферии Хибинского массива, которые могли формироваться в фазу салпаусселька I, около 12.9–12.1 тыс. л. н.

Уклон высоты гребней моренных гряд на склонах низких гор со позволяет сделать вывод об неравномерном поднятии поверхности покровного оледенения в западном направлении на участках вблизи низких гор Кольского региона. Так, в краевой зоне в пределах Ловозерского массива перепад ледниковой поверхности мог достигать значений свыше 300 м на 10 км, что подтверждается значительным снижением высоты гребней цепочек гряд боковой морены. Моренные гряды на юго-восточном склоне Хибин имеют уклон в северо-восточном направлении. Так, наиболее высокая гряда (К1 на рис. 2, А) на расстоянии 3.5 км постепенно понижается с отметок 690–700 до 580–600 м н.у.м. В пределах массива Ёлка-Тундры разница в уровнях цепочек моренных гряд составляет около 140–200 м на 10 км, а в районе Чуна-Тундры перепад высоты гребня моренной гряды составляет 100 м на 2.7 км. Наличие серии напорных морен на склонах массивов также позволяет сделать вывод о более сложном характере дегляциации территории, чем считалось ранее (Евзеров, Николаева, 2007, 2010). Моренные образования на склонах разных массивов указывают на условия как ареальной, так и фронтальной дегляциации для разных территорий примерно в один интервал времени.

Таким образом, полученная информация имеет важное палеогеографическое значение для реконструкции этапов развития и оценки мощности покровного оледенения в Кольском регионе. Дальнейшие работы будут направлены на корреляцию ледниковых образований на северных склонах Хибинских и Ловозерских Тундр и в пределах Главного Хребта и Монче-Тундры.

Благодарности

Работа выполнена в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН FMEZ-2024-0007.

Литература

1. Аболтиньш О. П. Гляциоструктура и ледниковый морфогенез. Рига. Изд-во: Зинатне, 1989. 284 с.
2. Арманд А. Д. Развитие рельефа Хибин и прихибинской равнины. Апатиты. Изд-во: ГИ КФАН СССР, 1964. 244 с.
3. Вашков А. А., Носова О. Ю., Толстобров Д. С. Ледниковый рельеф центральной части Кольского региона // Геоморфология и палеогеография. 2024. Т. 55, № 1. С. 70–92. https://doi.org/10.31857/S2949178924010061.
4. Геологическая карта Кольского региона. Масштаб 1: 1 000 000 / Гл. ред. Ф. П. Митрофанов. Апатиты. Изд-во: ГИ КНЦ РАН. 2001.

5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Сер. Балтийская. Лист Q–(35), 36 (Апатиты). Объяснительная записка. Гл. ред. Ю. Б. Богданов. СПб. Изд-во: ВСЕГЕИ, 2012. 456 с.
6. Евзеров В. Я., Николаева С. Б. К проблеме взаимоотношения горного и покровного оледенений // Вестник ВГУ. Серия: геология. 2007. № 2. С. 31–36.
7. Евзеров В. Я., Николаева С. Б. Реконструкция поверхности поздневалдайского ледникового покрова в области Хибинских и Ловозерских гор на Кольском полуострове// Доклады АН. 2010. Т. 430, № 2. С. 254–256.
8. Карта четвертичных отложений с элементами геоморфологии Мурманской области / Ред. В. Я. Евзеров. Апатиты. Изд-во: ГИ КНЦ РАН, 1989.
9. Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Гляциальная геология: Методическое пособие по изучению ледниковых образований при геологической съемке крупного масштаба. СПб. Изд-во: Недра, 1993. 328 с.
10. Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.-Л. Изд-во: Наука, 1960. 233 с.
11. Ремизова А. М. Обновлённая цифровая геологическая карта Мурманской области масштаба 1:200 000. Апатиты. Изд-во: АО Мурманская геологоразведочная экспедиция, 2007.
12. Толстобров Д. С. Голоценовая тектоника северо-западной части Кольского полуострова: автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. Москва: ГИН РАН, 2018. 25 с.
13. Aber J. S., Ber A. Glaciotektonism. Developments in Quaternary Science 6, Elsevier, Amsterdam, 2007. 246 p.
14. Benn D. I. Till fabric analysis // Encyclopedia of Quaternary Science. Glacial Landforms, Sediments. 2nd Ed. Elsevier, 2013. P. 76–80. https://doi.org/10.1016/b978-0-444-53643-3.00087-x.
15. Boyes B. M., Pearce D. M., Linch L. D. Glacial geomorphology of the Kola Peninsula and Russian Lapland // Journal of Maps. 2021. V. 17, No. 2. P. 497–515. https://doi.org/10.1080/17445647.2021.1970036.
16. Hättestrand C., Clark C. D. The glacial geomorphology of Kola Peninsula and adjacent in the Murmansk Region, Russia // Journal of Maps. 2006. V. 2. No. 1. P. 30–42. https://doi.org/10.4113/jom.2006.41.
17. Hättestrand C., Kolka V., Johansen N. Cirque infills in the Khibiny Mountains, Kola Peninsula, Russia –palaeoglaciological interpretations and modern analogues in East Antarctica // Journal of Quaternary Science. 2008. V. 23(2). P. 165–174. https://doi.org/10.1002/jqs.1130.
18. Niemelä J., Lukashov A., Ekman I., Kurkinen I., Mäkinen K., Sahala L., Tikkanen J., Dedkov N., Gutaeva L., Iljin V., Yevzerov V. The map of Quaternary deposits of Finland and northwestern part of Russian Federation and their Resources. 1:1000000. 1993. Geological Survey of Finland.
19. Porter C. Howat I., Noh M-J., Husby E., Khuvis S., Danish E., Tomko K., Gardiner J., Negrete A., Yaday B., Klassen J., Kelleher C., Cloutier M., Bakker J., Enos J., Arnold G., Bauer G., Morin P. ArcticDEM – Mosaics. Version 4.1. 2023. https://doi.org/10.7910/DVN/3VDC4W.
20. Ramsay W. Über die Geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit // Worldcat. 1898. 161 p.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 52–57

Оценка параметров сезонного промерзания и оттаивания горных пород на оползневом склоне в долине р. Воркута

Вихоть А. Н.
Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, vikhot.anna@mail.ru

Аннотация. Осуществлены расчеты глубины сезонного промерзания и оттаивания горных пород, индексов промерзания и оттаивания и *n*-фактора на оползневом склоне в долине р. Воркута. В основе расчетов – модель Стефана, которая построена на том, что доминирующим процессом в деятельном слое является изменение фазы, связанное с замерзанием и оттаиванием. Различия между толщиной деятельного слоя и сезонной глубиной оттаивания составили от 1 до 31 % при коэффициенте корреляции 0.93. Аномалии *n*-фактора ($n > 1$) случились в одни из самых прохладных сезонов оттаивания. Положительные корреляции между *n*-факторами, средними температурами воздуха теплого периода, продолжительностью теплого периода и динамикой оползневого процесса не наблюдаются.

Ключевые слова: глубина оттаивания и промерзания, деятельный слой, индекс оттаивания и промерзания, оползневый склон, *n*-фактор.

Estimation of parameters of seasonal rocks freezing and thawing on a landslide slope in the Vorkuta River valley

Vikhot A. N.
Institute of Geology of Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, vikhot.anna@mail.ru

Abstract. Calculations of the thaw and freeze depths, thawing and freezing indices and n-factor were performed on a landslide slope in the Vorkuta River valley. The calculations are based on the Stefan model which is built on the dominant process is a phase change associated with freezing and thawing in the active layer. The differences between the active layer thickness and the seasonal thaw depth ranged from 1 to 31 % with a correlation coefficient of 0.93. Anomalies of the *n*-factor ($n > 1$) occurred in the coolest thawing seasons. Positive correlations between n-factors, average air temperatures of the warm period, the warm period duration and the landslide dynamics are not observed.

Key words: thaw and freeze depths, active layer, thawing and freezing indices, landslide slope, *n*-factor.

Введение

В регионах с высокой динамикой среднегодовой температуры воздуха и ее переходом через отметку 0 °С как в сторону повышения, так и понижения имеют место циклы промерзания–оттаивания в грунтах. На не менее чем 50 % территории суши земного шара наблюдаются указанные процессы (Hugh, 2008; Tian et al., 2019). Одновременно такая высокая динамика среднегодовой температуры воздуха сопровождается сильными вариациями теплового режима в верхней части геологического пространства. Это также связано с локальными особенностями накопления снежного покрова, влажностью почвы и горных пород, инсоляцией и другими климатическими параметрами. Процессы промерзания и оттаивания в грунте формируют его деятельный слой. Одним из алгоритмов отражения баланса тепловой энергии на границе «поверхность земли – воздух» и в деятельном слое за годовой или сезонный цикл является n-фактор. Данный метод оценки был предложен Карлсоном (Carlson, 1952). Он представляет собой отношение суммы сезонных градусо-дней (°С-дней) на поверхности земли к сумме сезонных градусо-дней в воздухе за тот же период времени. Основное применение этого индекса – в строительных и инженерных целях. *N*-фактор обычно определяется для конкретного участка или поверхностного покрытия. Также программы геокриологического мониторинга могут включать в себя измерения (расчета) *n*-фактора. Некоторые перспективные подходы к пространственному моделированию подповерхностного теплового режима литосферы были основаны на концепции определения этого фактора (Jorgenson, Kreig, 1988; Smith, Riseborough, 1996). В случае наших исследований целью работы является оценка параметров сезонного промер-

зания и оттаивания горных пород: глубины сезонного промерзания и оттаивания горных пород, индексов промерзания и оттаивания и *n*-фактора – на оползневом склоне в долине р. Воркута.

Объект исследований

В первую очередь, изучаемый оползневый участок, как объект исследований, представляет интерес в виду того, что он находится в Арктической зоне РФ в области островного распространения криолитозоны. Оползень представляет опасность для территории, примыкающей к ул. Шахтерская набережная (г. Воркута). Эта улица простирается вдоль русла р. Воркута, поэтому оползневый участок находится в зоне застройки многоэтажными многоквартирными домами. Схема оползневого тела в плане и геоэлектрический разрез, построенный вдоль бровки оползневого срыва, представлены на рис. 1. По результатам исследований данного экзогенного процесса Государственным казенным учреждением Республики Коми «Геокриологическая служба Республики Коми» (ГКУ РК «Геокриологическая служба») сделано заключение (Петухова, 2020), что первопричиной активизации этого процесса является эрозия вследствие сезонных воздействий природного характера: мерзлотного крипа в холодный период, гигрогенного крипа и обводнения склона поверхностными водами в теплый период (пояснения холодного и теплого периодов даются далее по тексту). Статистический анализ вектора смещения геодезических реперов, расположенных у бровки оползневого уступа, за 2013–2019 гг. показал, что оползень протекает по смешанному механизму «скольжение-обвалы-осыпи» с чередованием активных и пассивных стадий каждые 2–3 года (Вихоть, 2023; Вихоть, Лютоев, 2024). Визуальное обследование и электроразведочные работы на теле оползня позволили уточнить, что процесс протекает по инсеквентному и консеквентному типам. Схема консеквентной части оползня заключается в движении техногенных образований по плоскости их раздела с горизонтом суглинков ИГЭ-3/4. Механизм инсеквентного движения оползневых масс представлен секущим геологические горизонты движением техногенных и суглинистых отложений с их частичными обвалами и осыпями. Также у основания склона и на его ступенях наблюдается присутствие глыб обвалов полускальных пермских отложений, представленных глыбо–щебенистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В этих же работах автора самая высокая зависимость динамики движения оползня была установлена от средней температуры воздуха холодного периода. Здесь холодный период – это период, когда среднесуточная температура воздуха устанавливается стабильно ниже нуля. Главная зависимость глубины промерзания отложений определена от длительности холодного периода и температуры воздуха. Несколько ниже степень корреляции Грея динамики движения

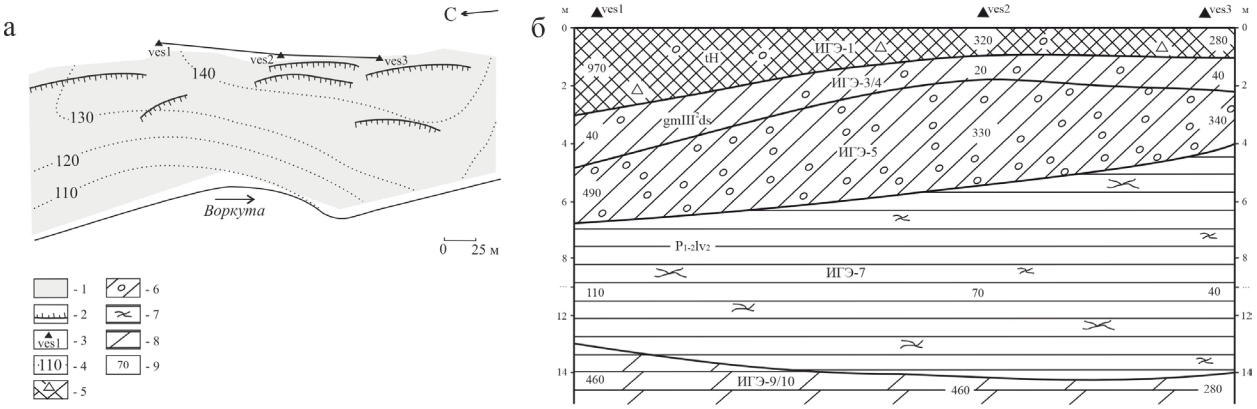


Рис. 1. Оползневый участок: а – схема; б – геоэлектрический разрез вдоль бровки оползневого срыва: 1 – площадь, затронутая оползневым процессом; 2 – бровка оползневого срыва; 3 – пикет вертикального электрического зондирования; 4 – абсолютная высота; 5 – насыпные грунты; 6 – суглинки с включениями гравия и гальки; 7 – трещиноватые полускальные отложения; 8 – скальные отложения; 9 – удельное электрическое сопротивление, Ом·м

Fig. 1. Landslide area: a – scheme; б – electrical model along the landslide edge: 1 – area of landslide process; 2 – landslide margin; 3 – picket of vertical electrical sounding; 4 – datum level; 5 – fill-up ground; 6 – loam with gravel and cobbles; 7 – crumbling semi-rocky deposits; 8 – hard-rocks; 9 – electrical resistivity, Ohm·m

оползня и глубины промерзания грунтов, слагающих оползневый склон, отмечена с режимом снегонакопления. Немаловажным влияющим параметром отмечено и количество жидких осадков в теплый период, что подтверждает одну из установленных «Геокриологической службой» естественных причин активизации оползневого процесса – обводнение склона поверхностными водами.

Методы исследований

Как было указано выше, *n*-факторы связывают сезонную температуру воздуха с температурой поверхности земли. Простые модели данной связи делят год на сезоны промерзания и оттаивания, вводя индексы промерзания и оттаивания. Например, фактор *n* оттаивания (n_{TS}) определяется как:

$$n_{TS} = \frac{I_{TS}}{I_{TA}},$$

где I_{TS} – индекс оттаивания поверхности и I_{TA} – индекс оттаивания воздуха.

Для *n*-фактора промерзания (n_{FS})справедлива аналогичная формула.

Каждый сезонный индекс оттаивания воздуха I_{TA} и промерзания воздуха I_{FA} определяется как сезонно интегрированная температура, которая приблизительно равна сумме среднесуточных температур воздуха за весь сезон оттаивания или промерзания. Сезоном оттаивания и промерзания являются периоды, в которые установленная среднесуточная температура воздуха выше или ниже 0 °C соответственно. Допустимы переходы по другую сторону 0 °C, но не более пяти дней.

Индекс оттаивания поверхности I_{TS} и промерзания поверхности I_{FS} для обоих случаев рассчитывается соотношением:

$$I_S = \frac{x^2 L}{2\lambda},$$

где *x* – глубина оттаивания/промерзания соответственно рассчитываемому периоду, м, *L* – объемная скрытая теплота плавления льда или кристаллизации воды соответственно рассчитываемому периоду, Вт·ч/кг, λ – коэффициент теплопроводности талой/мерзлой горной породы, Вт/(м·°C).

Предполагая, что доминирующим процессом в деятельном слое является изменение фазы, связанное с замерзанием и оттаиванием, для определения индекса промерзания/оттаивания используется модель Стефана, в основе которого определяющей является глубина промерзания/оттаивания грунта. Уравнение Стефана при наличии снежного покрова имеет следующий вид:

$$\mathrm{h} = \sqrt{\frac{2\lambda_{\mathrm{м}} t\tau}{\mathrm{Q_ф} + \mathrm{C_{ом}}\frac{t}{2} + \mathrm{h_m^2}}} - \mathrm{h_m},$$

где $\lambda_{м}$ – коэффициент теплопроводности мерзлой породы, Вт/м·°C, t – средняя температура воздуха, °C, τ – продолжительность промерзания на конец месяца холодного периода, ч, $Q_{ф}$ – теплота фазового перехода, Вт·ч/м^3, $C_{ом}$ – объёмная теплоёмкость мёрзлых пород, Вт·ч/м·°C, h_m – условная мощность слоя теплоизоляции (снежного покрова), м.

Глубины оттаивания рассчитывается несколько иначе:

$$Z = \sqrt{\frac{2\lambda_t sn_{TS} DDT_a}{\rho L \omega}},$$

где λ_t – коэффициент теплопроводности талой породы, Вт/м·°C, ρ – объемная масса горных пород, кг/м^3; ω – суммарная влажность пород.

Результаты и обсуждение

Необходимые для расчетов значения климатических параметров были привлечены из базы данных метеостанции г. Воркуты, теплофизические характеристики – из материалов ГКУ РК «Геокриологическая служба». В первую очередь, по результатам расчетов за период 2010–2023 гг. было проведено сопоставление глубин промерзания и оттаивания грунтов слоя ИГЭ-1, представленного техногенными образованиями неоднородного состава, в области бровки срыва оползня в его

центральной и северной частях, где эти отложения представлены мощностью свыше 2 м, и оценены геокриологические условия оползневого склона до подошвы деятельного слоя. Техногенные образования имеют следующий состав: щебень, дресва, галька, гравий, встречаются включения суглинка. Сохранение или нарастание мерзлого слоя в геологическом массиве отсутствует в виду того, что наблюдается лишь сезонное промерзание верхних горизонтов с некоторым непостоянным сохранением по годам мерзлого слоя максимальной мощностью 0.36 м (рис. 2). В целом за период расчета за время года со среднесуточными температурами воздуха выше нуля весь промерзший грунт успевает оттаять. Максимальная глубина промерзания на данном оползневом участке составляет 2.39 м. Также была рассчитана толщина деятельного слоя из решения Стефана, заданного как:

$$z = \sqrt{\frac{2\lambda_t s n_{TS} DDT_a}{\rho L \omega}},$$

где s – масштабный коэффициент, DDT_a – сумма градусо-дней температуры оттаивания воздуха.

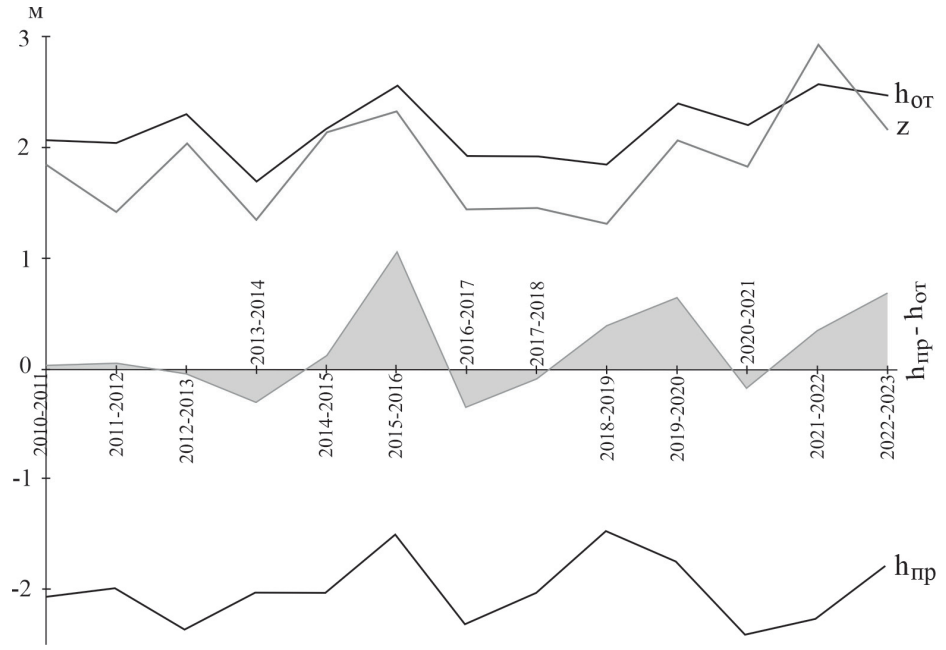


Рис. 2. Динамика промерзания и оттаивания грунтов: $h_{от}$ – глубина оттаивания; $h_{пр}$ – глубина промерзания; z – мощность деятельного слоя

Fig. 2. Thawing and freezing dynamics: $h_{от}$ – thaw depth; $h_{пр}$ – freeze depth; z – active layer thickness

Данное уравнение дает адекватное решение в случае, когда рассматривается только один подповерхностный горизонт геологического разреза с развитой мощностью, которая включает в себя толщину деятельного слоя. Результаты расчетов и их соотношений представлены в табл. 1. Средние различия между толщиной деятельного слоя и сезонной глубиной оттаивания составили от 1 до 31 % при коэффициенте корреляции ($К_{кор}$) 0.93. Такая сильная связь значений по таблице Чеддока свидетельствует о схожей динамике глубины оттаивания грунтов и мощности деятельного слоя. Значения *n*-фактора выше 1.0 отражают температуру на поверхности земли выше, чем воздуха: такие аномалии отмечаются в сезоны оттаивания 2014–2015 и 2021–2022 гг. Какие-либо положительные корреляции между *n*-факторами, средними температурами воздуха теплого периода, продолжительностью теплого периода и динамикой оползневого процесса не наблюдаются, однако аномалии случились в одни из самых прохладных сезонов оттаивания.

Таблица 1. Расчетные параметры и их взаимосвязи
Table 1. Calculated parameters and their relationships

Период, гг. / Параметр	2010–2011	2011–2012	2012–2013	2013–2014	2014–2015	2015–2016	2016–2017	2017–2018	2018–2019	2019–2020	2020–2021	2021–2022	2022–2023
n-фактор	0.84	0.50	0.83	0.65	1.04	0.86	0.59	0.61	0.54	0.78	0.70	1.13	0.82
Глубина оттаивания, м	2.06	1.99	2.36	2.02	2.04	1.49	2.29	2.03	1.46	1.73	2.39	2.25	1.77
Мощность деятельного слоя, м	1.87	1.42	2.03	1.36	2.17	2.33	1.45	1.48	1.33	2.07	1.83	2.07	1.83
$K_{кор}$ между глубиной и мощностью	0.93												
Разброс значений глубины и мощности, %	10.2	30.9	11.2	21.2	0.1	0.9	24.8	23.3	27.9	13.3	17.9	4.3	11.5
$T_{сред}$ теплого периода, °С	7.1	10.9	8.6	7.6	7.8	10.8	9.5	9.6	8.8	9.4	8.1	7.7	10.0

Заключение

В свете того, что в настоящее время растет потребность в мониторинге и моделировании деятельного слоя в криолитозоне, весомую роль играет надежность и производительность *n*-фактора. Одновременно с этим на развитие экзогенных процессов на этих же территориях влияют климатические факторы, хотя и в разной степени. Расчеты показали, что прямая зависимость между *n*-фактором оттаивания и динамикой наблюдаемого оползневого процесса в долине р. Воркута отсутствует. Однако, с целью установления механизма активизации/затухания этого процесса, создания алгоритма его протекания и прогнозирования рекомендуется проводить как краткосрочные (сезонные с частым шагом измерений), так и долгосрочные (годовые вариации) инструментальные исследования температурного поля тела оползня и прилегающих областей на участках с разным типом растительного покрова с параллельным измерением влажности грунтов.

Благодарности

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано–Североуральского литосферного сегмента».

Автор выражает благодарность Государственному казенному учреждению Республики Коми «Геокриологическая служба Республики Коми» за предоставленные данные.

Литература

1. Вихоть А. Н. Исследование оползневого процесса в условиях сезонномерзлых грунтов (оползневый склон долины р. Воркута) // Вестник МГСУ. 2024. Т. 19. Вып. 4. С. 606–617. DOI: 10.22227/1997-0935.2024.4.606-617 30б.
2. Вихоть А. Н., Лютоев В. А. Взаимосвязь динамики оползневого процесса в долине реки Воркуты и основных климатических параметров // Известия Коми НЦ Уральского отделения РАН. Серия: Наука о Земле». 2024. № 3 (69). С. 106–115. DOI 10.19110/1994-5655-2024-3-106-115 10б.
3. Заключение по результатам обследования технического состояния берегового склона Шахтерской набережной г. Воркуты в 2019–2020 гг. / Ред. М. Ю. Петухова. Воркута. Изд-во: ГКУ РК «Геокриологическая служба», 2020. 56 с.
4. Carlson H. Calculation of Depth of Thaw in Frozen Ground // Frost Action in Soils: A Symposium. Washington, DC: Highway Research Board Special Report 2, National Research Council. 1952. P. 192–223.
5. Hugh A. L. Henry. Climate change and soil freezing dynamics: historical trends and projected changes / Hugh A. L. Henry // Climatic Change. 2008. V. 87. P. 421–434. DOI 10.1007/s10584-007-9322-8.

6. Jorgenson M. T., Kreig R. A. A model for mapping permafrost distribution based on landscape component maps and climatic variable // Proceedings of the Fifth International Conference on Permafrost. V. 1. Trondheim, Norway: Tapir Publishers. 1988. P. 176–182.
7. Smith M. W., Riseborough D. W. Permafrost monitoring and detection of climate change // Permafrost and Periglacial Processes. 1996. V. 7, No. 7. P. 301–309.
8. Tian S., Liang T., Xianzhang L., Kong X., S. Li, D. Cai Cyclic behaviour of coarse-grained materials exposed to freeze-thaw cycles: experimental evidence and evolution model // Cold Regions Science and Technology. 2019. V. 167, No. 167. P. 102815. DOI 10.1016/j.coldregions.2019.102815.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 58–63

Петрохимические особенности пород куркиёкского норит-эндербитового комплекса Северного Приладожья и состав исходного расплава

Григорьева С. Б. [1], **Балтыбаев Ш. К.** [2, 3]

[1] *Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, s.grigr1902@gmail.com*

[2] *Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург*

[3] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, shauket@mail.ru*

Аннотация. В статье приводятся результаты анализа петрохимических особенностей пород палеопротерозойского куркиёкского норит-эндербитового комплекса с оценкой возможного исходного расплава эндербитов. Петрохимический анализ производится с помощью классификационных и дискриминационных диаграмм с делением пород на группы по контрастным значениям SiO_2 и xMg. Термогеохимическим моделированием в программе COMAGMAT установлена точка пересечения траекторий составов при равновесной кристаллизации, отвечающая температуре ~1160 °C. Установлено, что при этой температуре присутствует плагиоклаз, а при дальнейшем снижении температуры в систему добавляется ортопироксен. При достижении температуры ~ 800 °C и практически полной кристаллизации породы формируется парагенезис «плагиоклаз + ортопироксен + кварц + биотит + клинопироксен + ильменит». Установлено, что вариации кислородных буферов (QFM, QIF, MW) не оказывают существенного влияния на области устойчивости таких фаз, как амфибол, биотит и ортопироксен.

Ключевые слова: Северное Приладожье, эндербиты, исходный расплав, термогеохимическое моделирование, кислородный буфер.

Petrochemical features of rocks of the Kurkijoki norite-enderbite complex of the Northern Ladoga region and the composition of the initial melt

Grigorieva S. B. [1], **Baltybaev Sh. K.** [2, 3]

[1] *Empress Catherine II Saint Petersburg Mining University, Saint Petersburg, s.grigr1902@gmail.com*

[2] *Saint Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg*

[3] *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, shauket@mail.ru*

Abstract. The article presents the results of an analysis of the petrochemical features of the rocks of the Paleoproterozoic Kurkijoki norite-enderbite complex with an assessment of a possible initial melt for endrebites. The petrochemical analysis is carried out using classification and discrimination diagrams, dividing the rocks into groups based on contrasting values of SiO_2 and xMg. Thermogeochemical modeling in the COMAGMAT program established the intersection point of composition trajectories during equilibrium crystallization, corresponding to a temperature of ~ 1160 °C. It was found that plagioclase is present at this temperature, and orthopyroxene is added to the system with a further decrease in temperature. When the temperature reaches ~800 °C and the rock is almost fully crystallized, a paragenesis of «plagioclase + orthopyroxene + quartz + biotite + clinopyroxene + ilmenite» is formed. It has been established that variations in oxygen buffers (QFM, QIF, MW) do not significantly affect the stability fields of phases such as amphibole, biotite, and orthopyroxene.

Keywords: Northern Ladoga region, enderbite, initial melt, thermogeochemical modeling, oxygen buffer.

Введение

Эндербиты – это кислые составляющие чарнокитовой серии пород с ромбическим пироксеном и плагиоклазом. Согласно классификации (Шемякин, 1988) к эндербитам относятся тоналиты–плагиограниты и, кварцевые диориты, содержащие гиперстен. Формирование этих магматических пород обычно сопряжено с условиями метаморфизма гранулитовой фации.

В Северном Приладожье палеопротерозойские (1.89 млрд лет) эндербиты в составе куркиёкского норит-эндербитового комплекса образуют мелкие и крупные массивы площадью до 45–50 км^2 (наиболее крупный – Куркиёкский массив) (Ладожская..., 2020). В них преобладают породы диоритового состава. Выделяются отдельные фазы внедрения. Наиболее ранняя фаза – нориты, габбро и редкие гипербазиты. Они образуют в эндербитах шлировые включения, ксенолиты, реже – мелкие линзовидные тела в гнейсах (Ладожская..., 2020). Породообразующие минералы эндербитов – гиперстен, плагиоклаз, кварц, ±амфибол, ±биотит. Иногда встречаются гранат, клинопироксен и весьма редко калиевый полевой шпат. Акцессорные – апатит, магнетит, ильменит, графит, циркон, рутил.

Целью работы является характеристика петрохимических особенностей пород куркиёкского комплекса и оценка состава исходного расплава эндербитов на основе термодинамического моделирования минералообразования.

Петрохимическая характеристика

Петрохимическая характеристика пород основывалась на анализе распределения фигуративных точек составов на классификационных и дискриминационных диаграммах: TAS (Middlemost, 1994), «Ab-An-Or» (O'Connor, 1965), и вариационных диаграммах Харкера.

Исследуемая совокупность из 97 химических составов пород предварительно была разделена на четыре группы (рис. 1) методом кластерного анализа.

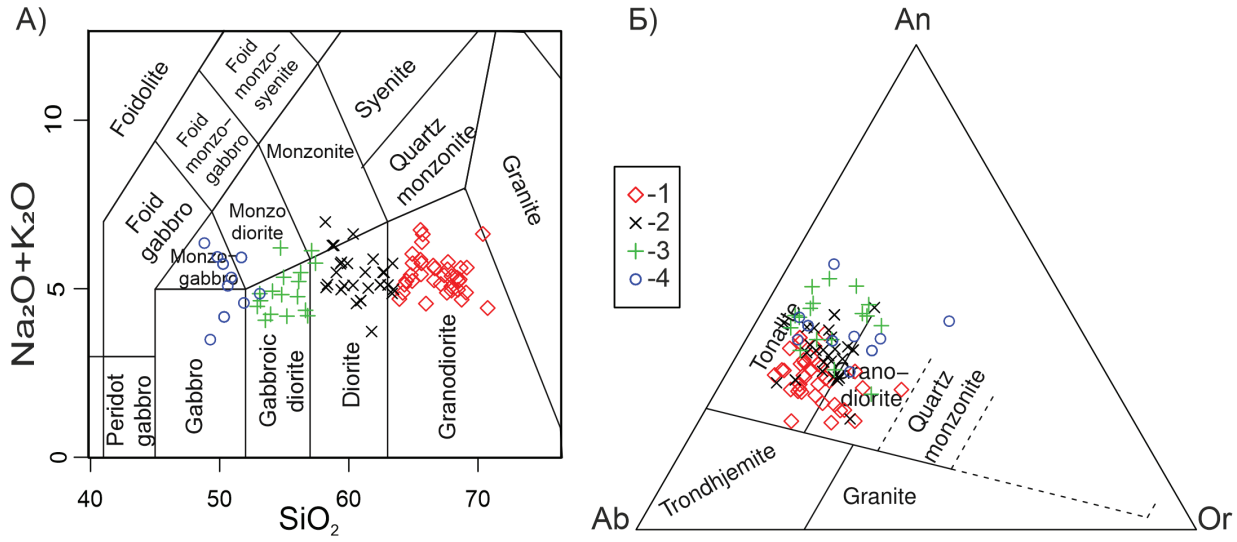


Рис. 1. Составы пород куркиёкского норит-эндербитового комплекса Северного Приладожья: А) диаграмма TAS (Middlemost 1994); Б) Треугольная диаграмма Ab-An-Or (O'Connor, 1965); 1, 2, 3, 4 – номера групп пород (см. текст)

Fig. 1. Compositions of rocks of (как в аннотации) the Kurkijoki norite-enderbite complex in the Northern Ladoga region: A) Diagram TAS (Middlemost 1994); Б) Ternary diagram Ab-An-Or (O'Connor, 1965); 1, 2, 3, 4 – numbers of the rock groups (see in text)

Группа 1 относится к ряду гранодиорита, содержание SiO_2 = 63.02–70.4 мас. %, $Na_2O + K_2O$ = 4.42–6.68 мас. %, при этом $Na_2O > K_2O$ (Na_2O/K_2O = 0.83–4.83).
Группа 2 относится к ряду диорита и монцонита, содержание SiO_2 = 57.36–62.8 мас. %, $Na_2O + K_2O$ = 3.7–6.92 мас. %, при этом $Na_2O > K_2O$ (Na_2O/K_2O = 1.23–7.27).
Группа 3 относится к ряду габбродиорита и монцодиорита, SiO_2 = 52.15–56.89 мас. %, $Na_2O + K_2O$ = 4.00–6.11 мас. %, при этом $Na_2O > K_2O$ (Na_2O/K_2O = 1.08–5.49).
Группа 4 относится к ряду габбро и монцогаббро, SiO_2 = 48.37–52.48 мас. %, $Na_2O + K_2O$ = 3.48–6.31 мас. %, при этом $Na_2O > K_2O$ (Na_2O/K_2O = 0.49–5.49).

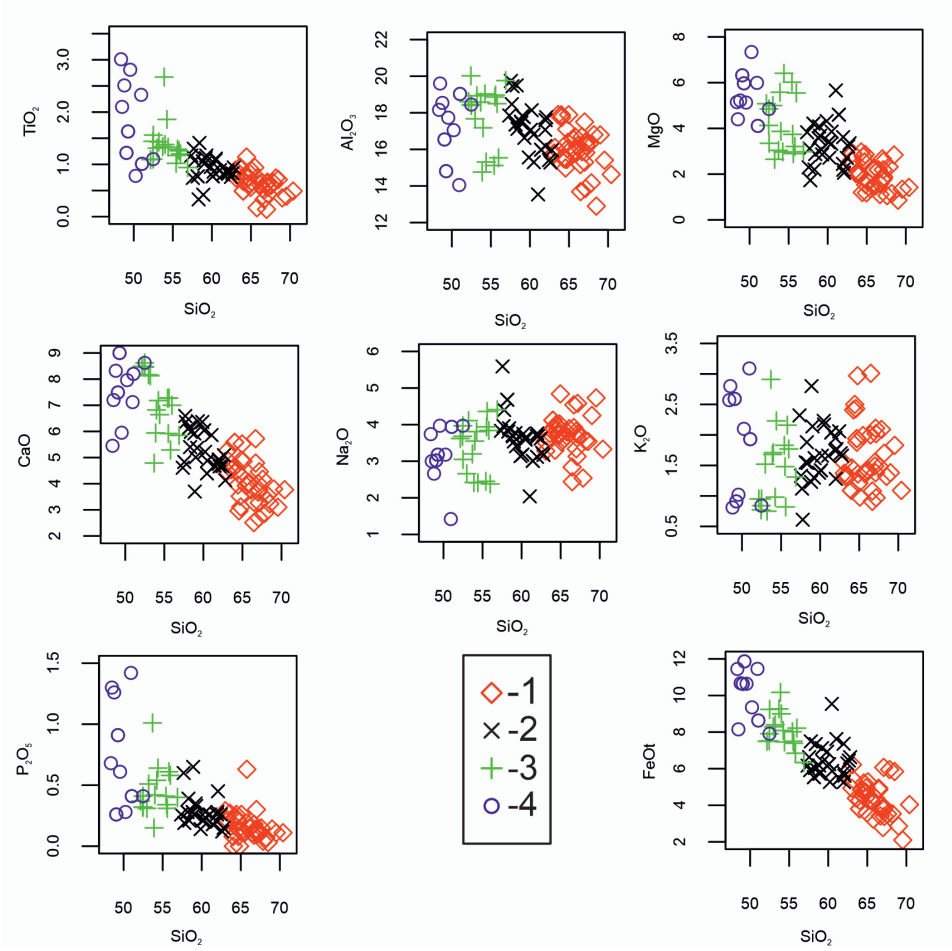


Рис. 2. Составы пород куркиёкского норит-эндербитового комплекса на вариационных диаграммах Харкера: 1, 2, 3, 4 – номера групп пород

Fig. 2. Compositions of rocks of the Kurkijoki norite-enderbite complex on Harker diagrams: 1, 2, 3, 4 – numbers of the rock groups

Согласно диаграмме Ab-An-Or, породы большей частью относятся к тоналитовой серии, некоторые пробы попадают в ряд гранодиорита и монцонита (рис. 1, Б). Эти выводы согласуются с петрографией исследуемых пород.

На вариационных диаграммах Харкера (рис. 2) тренды изменения составов пород характеризуют последовательность кристаллизационной дифференциации, в ходе которой уменьшалось содержание FeO*t*, MgO, в связи с кристаллизацией фемических минералов, CaO – в связи с кристаллизацией фемических минералов и плагиоклазов, и накоплением в остаточном расплаве Na_2O, K_2O, Al_2O_3 и SiO_2, из которого кристаллизовались лейкократовые минералы. Изменение содержания TiO_2 характеризует его вхождение в качестве примеси в породообразующие фемические минералы, а содержание P_2O_5 – кристаллизацию апатита.

Моделирование исходного расплава

Оценка температуры и состава исходной магмы проведена при помощи программы COMAGMAT v. 3.75 (Ariskin, Barmina, 2004), используя метод геохимической термометрии (Френкель и др., 1987). Для моделирования были использованы данные для групп 3 и 4, которые являются менее дифференцированными. Были выбраны составы: MediumPrimitive – среднее из наиболее магнезиальных образцов групп 3 и 4, Medium 3 – средний состав для группы 3. При расчетах использовались следующие начальные параметры: содержание воды в виртуальном расплаве породы 0.1 мас. %, давление 5 кбар, кислородный буфер QFM+1. Эти значения выбраны как наиболее

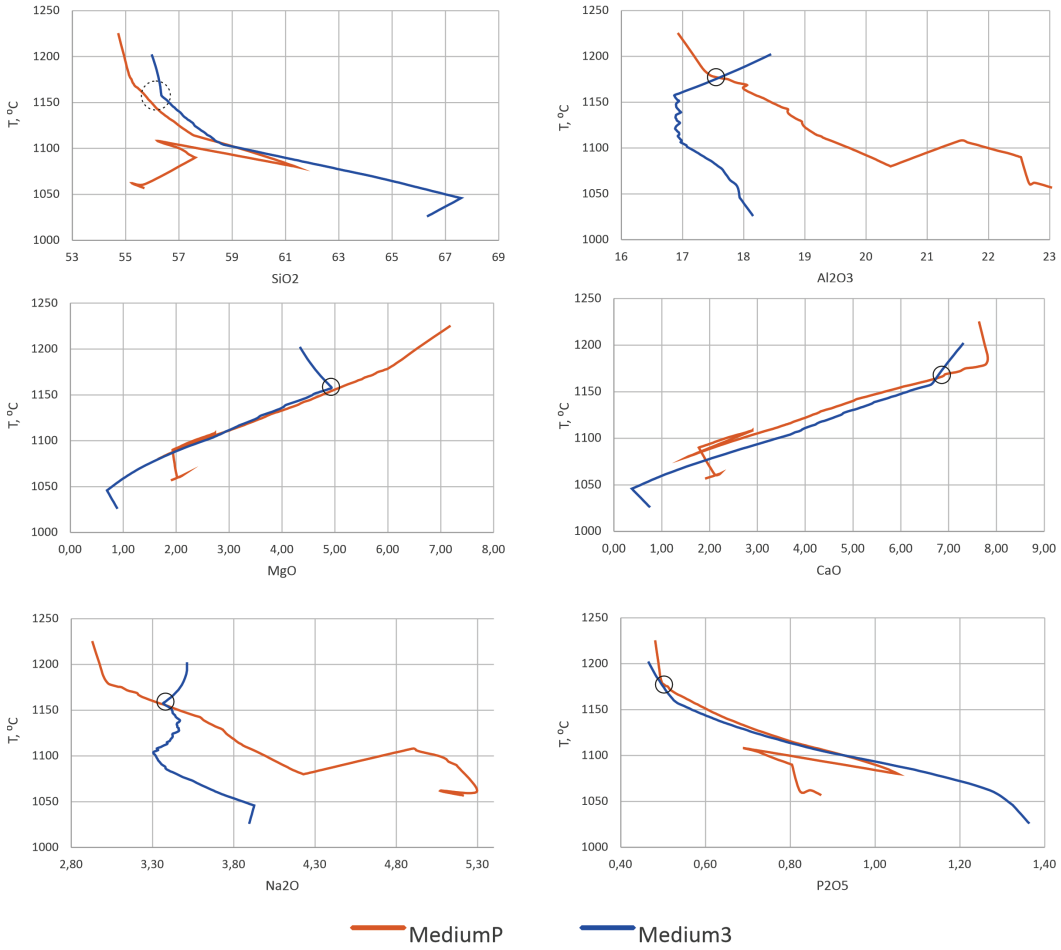


Рис. 3. Траектории равновесной кристаллизации «среднего» (Medium3) и «примитивного» (MediumPrimitive) составов пород куркиёкского норит-эндербитового комплекса: синим цветом показана траектория кристаллизации моделируемого расплава со средним составом группы 3, а красным – со средним составом, рассчитанным для наиболее магнезиальных образцов групп 3 и 4

Fig. 3. Trajectories of equilibrium crystallization for the «average» (Medium3) and «primitive» (MediumPrimitive) compositions of rocks of the Kurkieki norite-enderbite complex: the blue and red lines represent crystallization trajectories of the modeled melts with the average compositions for group 3 the average compositions calculated for the most magnesium samples of groups 3 and 4

вероятные, которые максимально адекватно воспроизводят наблюдаемые минеральные ассоциации в эндербитах.

На рис. 3 показаны пересечения линий эволюции состава модельных расплавов в координатах «петрогенные оксиды—температура». Наблюдаемые траектории пересекаются при температуре ~ 1160 °C. Эта точка пересечения характеризует начало формирования каркасов кумулусных минералов (плагиоклаза, ромбического пироксена и авгита), находящихся в равновесии с остаточным расплавом. Исходный расплав в точке пересечения характеризуется магнезиальностью xMg = MgO/(MgO + FeO) ~ 0.53 при среднем содержании SiO_2 ~ 56 мас. %, коэффициентом глиноземистости al' (Al_2O_3 / (FeO + MgO)) ~ 0.78, коэффициентом агпаитности K_a ((Na_2O + K_2O) / Al_2O_3) ~ 0.43.

Моделирование минерального состава породы

Моделирование минерального состава производилось на основе метода минимизации энергии Гиббса системы. Для этой цели применялась компьютерная программа MAGEMin (Riel et al., 2022) с термодинамической базой данных минералов и твердых растворов (Green et al., 2016). Кроме оценки минерального состава, исследовалось, в частности влияние кислородного буфера на положение ортопироксеновых и амфиболовых минеральных парагенезисов в PT-поле.

Установлено, что при T ~ 1160 °C при равновесной кристаллизации устойчива система «плагиоклаз + расплав», при дальнейшем снижении температуры до ~ 1025 °C в системе появляется ортопироксен, а при температуре ~ 785 °C формируется устойчивый парагенезис «плагиоклаз + ортопироксен + кварц + биотит + клинопироксен + ильменит» (рис. 4), который чаще всего встречается в изученных эндербитах.

Изменение буфера кислорода в широких пределах (рассмотрены буферы MW, QFM, QIF) не сильно сдвигает области существования таких фаз, как ортопироксен и амфибол: они находятся в диапазоне T от 500 до 780 °C для амфибола и T от 700 до 1060 °C для ортопироксена при изменении Log(fO_2) на 6 единиц при заданной температуре (рис. 5).

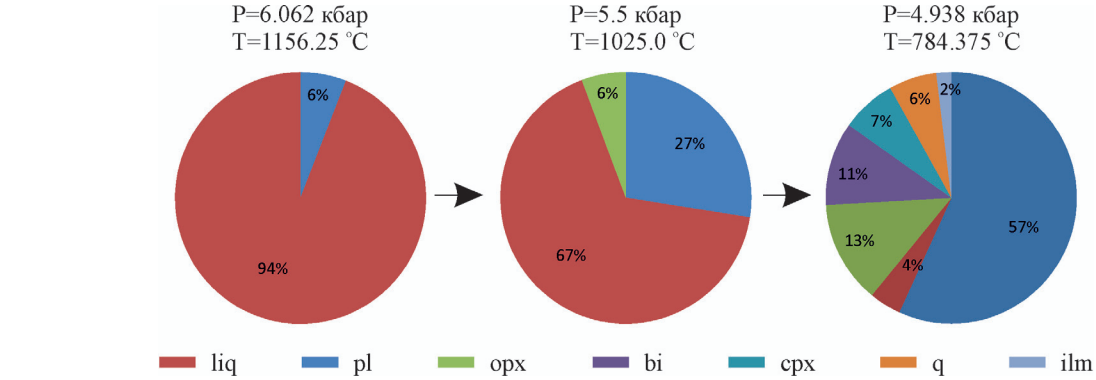


Рис. 4. Минеральные парагенезисы при равновесной кристаллизации среднего состава группы 3 при T = 1156, 1025, 784 °C и P = 6, 5.5, 5 кбар, кислородном буфере QFM+1 и содержании H_2O = 0.5 %

Fig. 4. Mineral parageneses during equilibrium crystallization of the modeled melt with the average composition of group 3 at T = 1156, 1025, 784 °C and P = 6, 5.5, 5 kbar, oxygen buffer QFM+1, and the H_2O content = 0.5 %

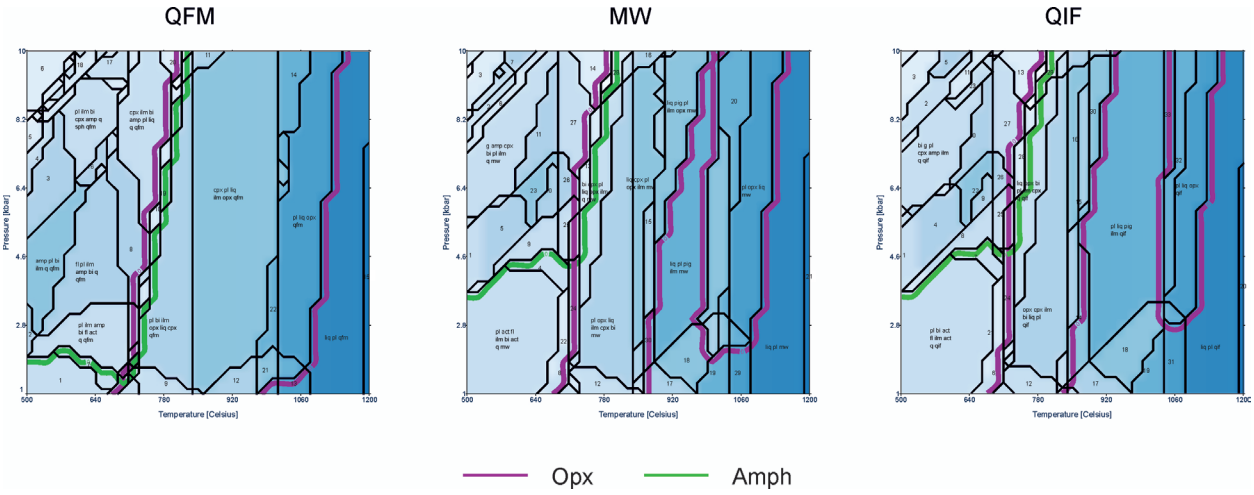


Рис. 5. Диаграммы фазовых равновесий с учетом влияния разных кислородных буферов на равновесную кристаллизацию: использован средний состав породы группы 3

Fig. 5. Phase equilibrium diagrams taking into account the influence of different oxygen buffers on equilibrium crystallization: the average rock composition of group 3 was used

Выводы

Породы куркиёкского комплекса по особенностям химического состава делятся на четыре группы, что согласуется с многофазным и дифференцированным строением массивов эндербитов.

Эволюция составов пород куркиёкского комплекса характеризуется постепенным уменьшением содержания FeO*t*, MgO при кристаллизации фемических минералов, CaO – при кристаллизации клинопироксенов и плагиоклазов, и накоплением в остаточном расплаве щелочей, глинозема и кремнезема, из которого кристаллизовались лейкократовые минералы.

Исходный расплав эндербитов характеризуется средней магнезиальностью (xMg ~ 0.53), умеренной глиноземистостью и нормальной щелочностью. Наиболее ранними минералами (кумулусной фазой) выступали плагиоклаз и пироксены.

Фугитивность кислорода, в отличие от содержания воды в расплаве, не является основным контролирующим параметром, определяющим появление таких водосодержащих минералов, как амфибол или биотит.

Литература

1. Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / Ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.
2. Френкель М. Я., Арискин А. А., Бармина Г. С., Корина М. И., Коптев-Дворников Е. В. Геохимическая термометрия магматических пород – принципы метода и примеры применения // Геохимия, 1987. № 11. С. 1546 –1562.
3. Шемякин В. М. Петрология чарнокитоидов раннего докембрия / Под ред. К. А. Шуркина. Л. Изд-во: Наука, 1988. 232 с.
4. Ariskin A. A., Barmina G. S. COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrological applications // Geochem. Int., 2004. V. 42. P. 1–157.
5. Green E. C. R., White R. W., Diener J. F. A., Powell R., Holland T. J. B., Palin R. M. Activity–composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks // Journal of Metamorphic Geology. 2016. V. 34. P. 845–869, https://doi.org/10.1111/jmg.12211.
6. Middlemost E. A. K. Naming materials in the magma/igneous rock system // Earth Science Reviews, 1994. V. 37. P. 215–224.
7. O'Connor J. T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios // US Geological Survey Professional Paper, 1965. V. 525. P. 79–84.
8. Riel N., Kaus B. J. P., Green E. C. R., Berlie N. MAGEMin, an Efficient Gibbs Energy Minimizer: Application to Igneous Systems // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. V. 23. 2022. https://doi.org/10.1029/2022GC010427.

Микроэлементный состав поверхностных вод острова Кильдин, Мурманская область

Даувальтер В. А., **Адамская П. Н.**, **Банникова Ю. М.**, **Слуковский З. И.**, **Елизарова И. Р.**
Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, v.dauvalter@ksc.ru

Аннотация. В статье приводятся результаты впервые проведенных исследований микроэлементного состава 12 водных объектов (8 озер и 4 ручья) поверхностных вод острова Кильдин, расположенного в полутора км к востоку от выхода Кольского залива в Баренцево море. Согласно ранее проведенным геологическим исследованиям, остров сложен метаморфизованными осадочными породами, датируемыми средним, поздним рифеем и вендом. В породах острова выявлена сульфидная минерализация, включающая тяжелые металлы в составе сульфидов, а также установлена геохимическая специализация фосфоритов, характеризующаяся присутствием редкоземельных элементов, Zr и Hf. На острове Кильдин находится реликтовое озеро Могильное, примечательное наличием плотностной стратификации с высокими значениями градиента плотности, вследствие чего толща воды в озере имеет несколько слоев воды разной солености, от почти пресной на поверхности (соленость не более 3 ‰) до солености более 30 ‰ в придонном слое, характеризующегося наличием анаэробного сероводородного слоя. Микроэлементный состав в воде водных объектах определялся методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. Наибольшие содержания щелочных и щелочноземельных металлов (Li, Rb, Sr, Cs и Ba), а также тяжелых металлов (Ni, Cu, Co, Sb, V, Ti, Bi, U, Nb, W, Mo), были зафиксированы в оз. Могильное, что объясняется просачиванием морской воды сквозь узкую перемычку, сложенную валунно-галечными морскими отложениями с высокими коэффициентом фильтрации. Наибольшие содержания всех редкоземельных элементов, а также Cd, Zr и Hf, обнаружены в воде озера Последнее, что связано с особенностями геохимического состава коренных горных пород в центральной части острова Кильдин. Корреляционный и факторный анализы подтвердили влияние этих двух факторов на формирование микроэлементного состава поверхностных вод острова Кильдин.

Ключевые слова: Арктика, остров Кильдин, озеро Могильное, поверхностные воды, микроэлементный состав.

Microelement composition of surface waters of Island Kildin, Murmansk Region

Dauvalter V. A., **Adamskaya P. N.**, **Bannikova Yu. M.**, **Slukovski Z. I.**, **Elizarova I. R.**
Institute of North Industrial Ecology Problems Kola SC RAS, Apatity, v.dauvalter@ksc.ru

Abstract. The article provides a description of results of the first studies of the trace element composition of 12 water bodies (8 lakes and 4 streams) of the surface waters of Island Kildin, located 1.5 km to the east of the outlet of the Kola Bay into the Barents Sea. According to previously conducted geological studies, the island is composed of metamorphosed sedimentary rocks dated by the Middle, Late Riphean and Vendian. Sulfide mineralization was identified in these rocks, and geochemical specialization of phosphorites, which are characterized by presence of rare earth elements, Zr and Hf, was clasified. On Island Kildin there is a relict Lake Mogilnoye, notable for the presence of density stratification with high values of the density gradient, as a result of which the water column in the lake has several layers of water of different salinity, from almost fresh on the surface (salinity no more than 3 ‰) to salinity of more than 30 ‰ at the bottom layer, characterized by the presence of an anaerobic hydrogen sulfide. The trace element composition in the water objects was determined by the method of mass spectrometry with inductively coupled plasma. The highest contents of alkaline and alkaline earth metals (Li, Rb, Sr, Cs and Ba), as well as heavy metals (Ni, Cu, Co, Sb, V, Ti, Bi, U, Nb, W, Mo) were recorded in Lake Mogilnoye, which is explained by the seepage of sea water through a narrow isthmus composed of boulder-pebble marine sediments with a high filtration coefficient. The highest contents of all rare earth elements, as well as Cd, Zr and Hf, were found in the water of Lake Poslednee, which is associated with the peculiarities of the geochemical composition of the bedrock in the central part of Island Kildin. Correlation and factor analysis confirmed the influence of these two factors on the formation of the trace element composition of the surface waters of Island Kildin.

Keywords: Arctic, Island Kildin, Lake Mogilnoye, surface waters, trace element composition.

Введение

Мурманская область является крайним северо-западным регионом России, расположенным в Арктической зоне и имеющим большое число озер (более 110 тысяч). Западная часть Мурманской области относится к одному из самых урбанизированных регионов страны с развитой горнодобывающей и металлургической промышленностью, а восточную часть области можно отнести к фоновому району с незначительным антропогенным влиянием на окружающую среду. Информации о таких территориях и находящихся на них водных объектах на данный момент недостаточно, при довольно большом объеме лимнологических исследованиях в Мурманской области. Химический состав фоновых озер Мурманской области и особенно содержание в них микроэлементов остается недостаточно изученным. Геологическое строение Мурманской области характеризуется наличием разнообразных структур со своими геохимическими особенностями и ассоциациями химических элементов на территории водосборов озер, что сказывается на их химическом составе. Обновление приборной базы в последние годы и наличие современного аналитического высокоточного оборудования в Кольском научном центре РАН дает возможность углубленного исследования химического и микроэлементного состава водных объектов, в том числе и фоновых, незатронутых антропогенной деятельностью территорий.

Целью впервые проведенных гидрохимических исследований является определение содержания более 40 микроэлементов в водных объектах острова Кильдин высокоточным методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и установление основных факторов формирования микроэлементного состава этого фонового района, находящегося в Арктической зоне Российской Федерации.

Остров Кильдин

Остров Кильдин расположен в 1.5 км от Мурманского берега Кольского п-ова к востоку от выхода Кольского залива Баренцева моря (рис. 1). Длина острова 17.6 км, ширина до 7 км. Остров представляет собой холмистое плато высотой до 280 м.

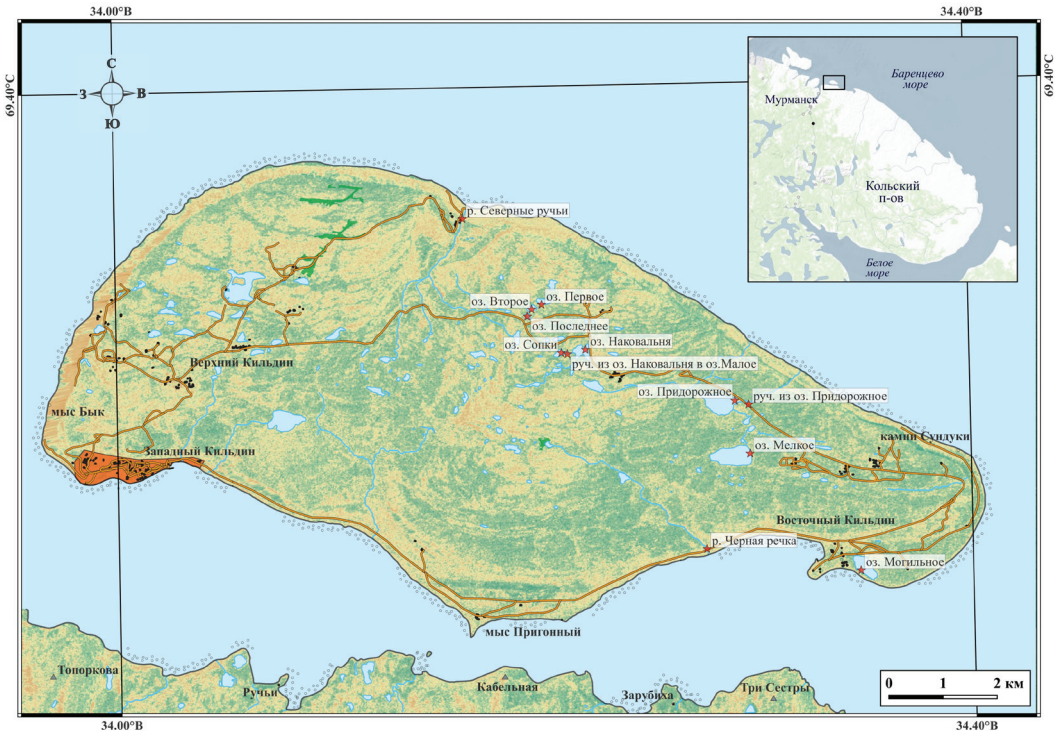


Рис. 1. Карта-схема отбора проб поверхностных вод о-ва Кильдин (автор М. Шестаков)
Fig. 1. Map-scheme of sampling of surface waters of Kildin Island (author M. Shestakov)

Удобное географическое положение о-ва Кильдин и разнообразие природных ресурсов в омывающих его водах Баренцева моря является причиной освоения острова, которое началось несколько тысячелетий назад. На о-ве Кильдин в результате исследований многочисленных экспедиций обнаружены археологические свидетельства, относящиеся почти ко всем эпохам человеческой истории – от памятников мезолита (среднего каменного века) до артефактов позднего Средневековья и Нового времени (Остров…, 2025). Расположение о-ва Кильдин позволяет контролировать выход из Кольского залива и морские коммуникации к востоку от него, что определяет его военное значение. До распада Советского Союза на острове располагались воинские части, и в течение последних 30 лет антропогенная деятельность на острове отсутствует.

Геология острова Кильдин

Геологические образования острова Кильдин относятся к Тимано-Варангерской системе байкалид и представляют собой моноклинально залегающие метаморфизованные осадочные комплексы, датируемые средним, поздним рифеем и вендом. Возраст пород был определен калий-аргоновым методом по глаукониту из песчаника, и составляет 1059–762 млн лет (Беккер, 1970). Осадочные комплексы были тектонически подняты и частично надвинуты на архейские и раннепротерозойские породы Балтийского щита и Русской плиты. Поверхность моноклинали погружается в сторону Южно-Баренцевоморской впадины под углом 2–10° (Симонов и др., 1998).

На большей части о-ва Кильдин коренные породы не перекрыты слоями четвертичных отложений и выходят на дневную поверхность. Однако в южной части острова расположена массивная конечно-моренная гряда, простирающаяся с юго-запада на юго-восток (Атлас…, 1971).

Кильдинский литотип представлен песчаниками (30 %), аргиллитами (19 %) и алевролитами (24 %). В его составе также определяется сульфидная минерализация, представленная пиритом, халькопиритом и лимонитом (1.5–7.8 %). Фация метаморфизма здесь представлена глубинным метагенезом, в частности, серицит-хлоритовой ассоциацией. Среди пород развиты известняки и доломиты, наряду с субграувакками, грауваккими и аркозами с первично-гидрослюдистым цементом. Наличие этих формаций указывает на высокий темп накопления терригенного материала. Также для о-ва Кильдин характерны гематитсодержащие алевропелиты и карбонатные породы (Любцов, Предовский, 1981).

Согласно мнению авторов первоисточника, работающих в рамках Тематической комплексной экспедиции СЗТГУ, исследуемые породы демонстрируют геохимическую специализацию (ассоциацию), включающую элементы P, Mo, Pb и Cu, в то время как рудопроявления преимущественно характеризуются наличием Zr и Cu (Негруца и др., 1981). В настоящее время промышленная значимость выявленных рудопроявлений остается неопределенной.

Осадочные комплексы среднего рифея представлены сероцветными полимиктовыми конглобрекчиями, конгломератами и гравелитами, с прослоями алевролитов и песчаников. В верхних слоях характерны карбонатные линзы и конкреции. Для углеродистых сланцев рифея характерно наличие Cu, Pb и P (Коноплева, 1977). Преобладающими минералами в сланцах о. Кильдин являются серицит или мусковит, хлорит и кварц, изредка встречаются прослои обогащенные эпидотом, цоизитом и хлоритоидом. Сульфиды формируют рассеянную вкрапленность или образуют конкреции и линзовидные прожилки (Негруца и др., 1981).

Позднерифейские и вендские образования включают разноцветные кварцевые, олигомиктовые и аркозовые песчаники, алевролиты, пелиты и доломиты. В разрезе встречаются полимиктовые конглобрекчии с фосфоритовыми обломками и карбонатными стяжениями, указывающими на начальный метаморфизм (Чикирев, 1995).

Наличие фосфоритов и карбонатных стяжений свидетельствует о существовании эпиконтинентальных морских условий и зоне апвеллинга. Ограниченные концентрации фосфоритов в верхних слоях разреза указывают на начальные этапы их формирования, а также на положение континентальной плиты в умеренной климатической зоне. Карбонатные стяжения формировались в мелководье и в условиях умеренного, субтропического или аридного климата. Практически полное от-

сутствие наложенных процессов магматизма, метаморфизма и складчатости свидетельствует об отсутствии признаков активной окраины континента в данной области (Сорохтин и др., 2011).

Озеро Могильное

На о-ве Кильдин находится реликтовое озеро Могильное, образованное приблизительно 1000 лет назад за счет отрицательного движения береговой линии. Площадь озера 0.107 км^2, объем воды – 793 800 м^3, максимальная длина – 562 м, ширина – 275 м, глубина – 16.3 м (Реликтовое…, 1975). Средний уровень воды в озере превышает уровень в Кильдинском проливе на 30–45 см. Озеро отделено от Кильдинского пролива естественной перемычкой со средней шириной 70 м (Реликтовое…, 1975). Перемычка сложена валунно-галечными морскими отложениями со средним коэффициентом фильтрации 520 м/сут, что позволяет просачиваться морской воде в озеро и быть причиной многослойности. Существуют несколько гипотез формирования перемычки оз. Могильное. Первая гипотеза выдвинута В. Д. Дибнером (Дерюгин, 1925), согласно которой перемычка представляет собой морскую косу, т. е. морской генезис перемычки с постепенным отделением озера от моря. Вторая гипотеза выдвинута Г. А. Тарасовым (Реликтовое…, 1975) и объясняет ледниковый генезис перемычки. Третья гипотеза выдвинута М. В. Митяевым с коллегами (2008) – перемычка сформировалась в подводных условиях, а ее замыкание происходило, когда она развивалась как морская коса. Озерная котловина образовалась в результате проседания отложений террасовых уровней, произошедшего на рубеже суббореальной и субатлантической климатических стадий голоцена. Установлена средняя скорость поднятия Восточного Кильдина (Митяев и др., 2008) за голоцен 13–15 мм/год с постепенным замедлением от раннего голоцена к настоящему времени.

Оз. Могильное представляет большой лимнологический интерес. В нем наблюдается плотностная стратификация с высокими значениями градиента плотности. Экзогенное меромиктическое озеро связано с Баренцевым морем с помощью фильтрации воды через тело перемычки. Озеро рассматривается как водоем морского типа, в котором происходит восстановление сульфатов до сероводорода (Реликтовое…, 1975). Это роднит оз. Могильное с Черным морем и его можно рассматривать как миниатюрную модель этого моря. Озеро примечательно наличием нескольких слоев воды разной степени солености, от почти пресной на поверхности (соленость не более 3 ‰) до солености более 30 ‰ у самого дна, характеризующегося наличием анаэробного сероводородного слоя, мощность которого увеличивается в последние десятилетия (рис. 2). Мощность опресненного слоя

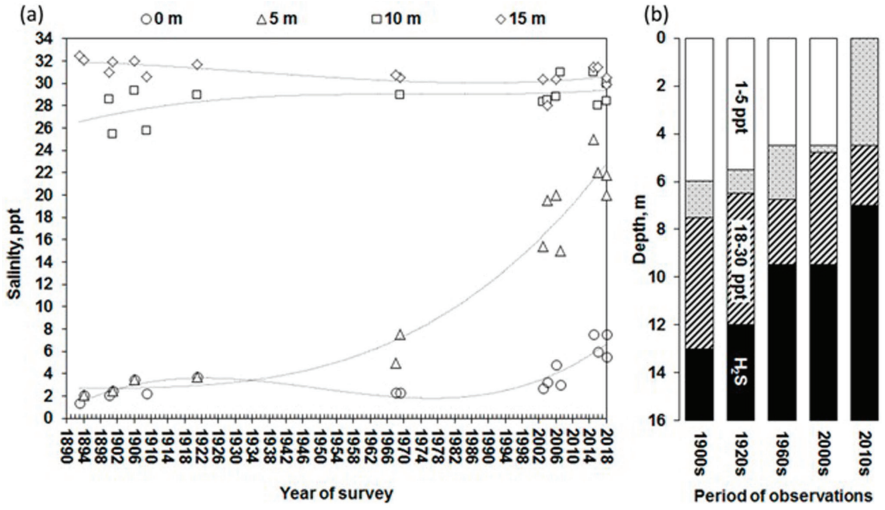


Рис. 2. Динамика стратификации озера Могильное за последнее столетие (Strelkov et al., 2019): a – изменение солености (в ‰ или ppt) в слоях воды 0, 5, 10, 15 м; b – изменение глубины слоев 1–5 ‰, 5–18 ‰, 18–30 ‰ и сероводородного слоя

Fig. 2. Dynamics of Lake Mogilnoye stratification over the last century (Strelkov et al., 2019): a – change in salinity (in ‰ or ppt) in water layers of 0, 5, 10, 15 m; b – change in the depth of layers 1–5 ‰, 5–18 ‰, 18–30 ‰ and the hydrogen sulfide layer

уменьшается, и в последние десятилетия соленость его повышается, а глубина расположения галоклина становится все меньше (Krasnova et al., 2019; Strelkov et al., 2019).

По результатам исследований сотрудников ММБИ КНЦ РАН (Реликтовое…, 1975) в 1970-х гг. водная толща озера Могильное была разбита на три слоя: верхний слой (миксолимнион) с минерализацией 3.1 ± 1.6 г/л в толще воды 0–5 м, средний слой (хемоклин с максимальным значением вертикального градиента минерализации) с минерализацией 14 ± 10 г/л в толще воды 5–9 м, и нижний слой с минерализацией 28 ± 6 г/л в толще воды глубже 9 м.

В оз. Могильное проводились многочисленные, главным образом, гидробиологические исследования, потому что флора и фауна отличается от морской и пресноводной (Дерюгин, 1925; Реликтовое…, 1975, 2004; Широкова, 2004; Strelkov et al., 2014; Zhivotovsky et al., 2016; Горленко и др., 2024). Особый интерес представляет обитающий в озере уникальный озерный подвид атлантической трески, встречающийся только в этом водоеме – кильдинская треска *Gadus morhua kildinensis* Derjugin – включен в Красную книгу Российской Федерации с присвоением категории 1 («находящиеся под угрозой исчезновения») (Остров…, 2025). По сравнению с морской кильдинская треска имеет более длинный и узкий хвостовой стебель, более крупную и широкую голову, более крупные глаза, яркий и своеобразный окрас (Дерюгин, 1925; Zhivotovsky et al., 2016; Stroganov et al., 2023).

Материалы и методы

Проведены исследования микроэлементного состава 12 водных объектов поверхностных вод – в 8 озерах, включая реликтовое озеро Могильное, и 4 ручьях (рис. 1, табл. 1). Пробы воды отбирались с берега водных объектов с их поверхности вследствие отсутствия лодки в пластиковые бутылочки объемом 100 мл и хранились при температуре 4 °С до проведения анализа. Микроэлементный состав определялся методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) на масс-спектрометре ELAN-9000 (PerkinElmer, США) согласно ГОСТ Р 56219-2014 (ИСО 17294-2:2003) «Вода. Определение содержания 62 элементов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой». Проводилось определение более 40 микроэлементов, включая тяжелые металлы и редкоземельные элементы (РЗЭ). Содержание микроэлементов в поверхностных водах острова Кильдин и сопоставление их с содержанием в озерах северо-запада Мурманской области (Моисеенко и др., 2020) и в озере Большой Вудъявр (Даувальтер и др., 2022) приведены в табл. 2.

Таблица 1. Станции отбора проб поверхностных вод на острове Кильдин

Table 1. Surface water sampling stations on Island Kildin

№№	Водный объект	Координаты	
		N	E
1	озеро Мелкое	69°20′19″	34°17′47″
2	ручей из оз. Придорожное	69°20′48″	34°17′46″
3	озеро Придорожное	69°20′50″	34°17′23″
4	озеро Наковальня	69°21′23″	34°13′13″
5	ручей из оз. Наковальня	69°21′20″	34°12′42″
6	озеро Сопки	69°21′21″	34°12′32″
7	озеро Последнее	69°21′43″	34°11′35″
8	озеро Второе	69°21′47″	34°11′43″
9	озеро Первое	69°21′50″	34°11′60″
10	Северные ручьи	69°22′42″	34°09′49″
11	Черная речка	69°19′22″	34°16′31″
12	озеро Могильное	69°19′08″	34°20′50″

Результаты и обсуждение

Исследования микроэлементного состава поверхностных вод о-ва Кильдин сотрудниками ИППЭС КНЦ РАН в 2024 г. были проведены впервые. До настоящего времени химический состав

Таблица 2. Медиана и вариабельность (min-max) содержания микроэлементов (мкг/л) в поверхностных водах острова Кильдин, медианные и вариабельность (min-max) содержания в озерах северо-запада Мурманской области (Моисеенко и др., 2020) и в озере Большой Вудъявр (Даувальтер и др., 2022)

Table 2. Median and variability (min-max) of trace element content (μg/l) in surface waters of Kildin Island, median and variability (min-max) of content in lakes in the northwest of the Murmansk region (Moiseenko et al., 2020) and in Lake Bolshoy Vudyavr (Dauvalter et al., 2022)

Элементы	Остров Кильдин	С-З Мурманской обл.	Большой Вудъявр
Ni	0.64 (0.14-2.44)	0.9 (<0.2-5.5)	3.65
Cu	0.68 (0.15-1.30)	0.7 (0.2-2.9)	11.8
Cr	0.82 (0.50-3.43)	0.20 (<0.1-0.5)	0.36
Sr	6.01 (3.88-1120)	11 (4-23)	123
Zn	1.91 (0.30-5.59)	0.9 (0.2-4.7)	4.60
Pb	0.071 (0.003-0.183)	0.1 (<0.1-0.6)	0.028
Mn	0.89 (0.06-4.76)	1.6 (0.2-18)	0.44
Cd	0.008 (0.002-0.014)	0.09 (<0.05-0.21)	0.020
Co	0.070 (0.006-0.128)	0.20 (<0.2-0.3)	0.036
Li	0.64 (0.27-31.7)	0.18 (0.11-0.65)	0.64
La	0.025 (0.001-0.106)	0.24 (0.07-0.62)	0.008
Ce	0.068 (0.0003-0.188)	0.29 (0.12-1.13)	0.009
Pr	0.0113 (0.0004-0.0265)	0.04 (0.01-0.07)	0.002
Nd	0.061 (0.002-0.139)	0.10 (0.04-0.21)	0.005
Y	0.059 (0.004-0.121)	0.07 (0.02-0.10)	0.004
Σ REE	0.316 (0.017-0.722)	0.92 (0.37-2.81)	0.031
Sc	0.20 (<0.003-0.24)	0.4 (<0.1-0.8)	1.86
Ba	2.42 (0.78-8.12)	–	3.49
Sb	0.019 (0.015-0.094)	0.04 (0.01-0.13)	0.483
Sn	0.0048 (0.0012-0.0102)	0.09 (0.04-0.32)	0.154
V	0.37 (0.14-9.59)	0.35 (<0.02-0.76)	1.72
Ti	0.26 (0.045-0.59)	1.79 (0.48-8.27)	0.88
Cs	0.0034 (0.0025-0.0661)	–	0.063
Bi	0.0008 (<0.0007-0.0123)	0.01 (<0.01-0.03)	0.046
Rb	0.53 (0.34-14.2)	0.63 (0.34-1.73)	8.13
U	0.006 (0.001-0.376)	0.03 (0.01-0.30)	0.237
Nb	0.0028 (0.0003-0.0355)		0.005
W	0.023 (0.004-0.101)	0.02 (<0.02-0.05)	0.68
Mo	0.031 (0.012-2.74)	0.14 (0.04-0.32)	9.23
Tl	0.0015 (<0.0001-0.0034)		0.055
Zr	0.074 (0.006-0.163)	0.05 (<0.02-0.15)	0.007
Hf	0.0025 (0.0004-0.0044)	–	–

воды был исследован только в оз. Могильное, и подробное его описание дано по результатам исследований сотрудников ММБИ КНЦ РАН, проведенные в 70-х гг. прошлого века (Реликтовое…, 1975). Вследствие проникновения морских вод в оз. Могильное через хорошо проницаемую перемычку, вода во всех слоях хлоридно-натриевого состава, на втором месте среди главных ионов сульфат-ион и магний. Вследствие набольших размеров озера Могильное влияние морских аэрозолей должно сказываться на формировании химического состава всех водных объектов озера, поэтому можно предполагать, что поверхностные воды здесь должны быть хлоридно-натриевого состава, как это было отмечено в озерах прибрежной зоны северо-запада Мурманской области (Моисеенко и др., 2020). Но наличие карбонатных отложений и сульфидной минерализации в составе гор-

ных пород о-ва Кильдин может вносить свои коррективы в формирование главного ионного состава поверхностных вод острова. Например, известно, что вода подземного источника, впадающего в оз. Могильное и оказывающего опресняющее воздействие на поверхностный слой оз. Могильное, сульфатно-натриевого состава при минерализации 0.52 г/л (Реликтовое…, 1975), что не характерно для природных вод Мурманской области.

На микроэлементный состав оз. Могильное оказывает влияния просачивание морской воды, поэтому даже в опресненном поверхностном слое воды озера сохранялись особенности химического состава морской воды. Поэтому среди всех исследованных водных объектов о-ва Кильдин наибольшие содержания щелочных и щелочноземельных металлов (Li, Rb, Sr, Cs и Ba), а также тяжелых металлов (Ni, Cu, Co, Sb, V, Ti, Bi, U, Nb, W, Mo) зафиксировано в оз. Могильное (рис. 3), и они выше, чем в озерах северо-западной части Мурманской области (Моисеенко и др., 2020), что, вероятно, связано с особенностями морской воды, химический состав которой характеризуется повышенным микроэлементным содержанием щелочных, щелочноземельных и тяжелых металлов. Содержание щелочных и щелочноземельных металлов в воде озера Могильное на 1–2 порядка выше, чем во всех других водных объектах, и также выше их концентраций в озере Большой Вудъявр Хибинского горного массива, в которое поступают стоки апатит-нефелинового производства из АО «Апатит» (табл. 2) (Даувальтер и др., 2022). Апатит-нефелиновые руды характеризуются повышенным содержанием всех щелочных и щелочноземельных металлов, а также редкоземельных элементов (РЗЭ) (Яковенчук и др., 1999), поэтому сточные воды АО «Апатит» также содержат повышенные концентрации вышеперечисленных элементов.

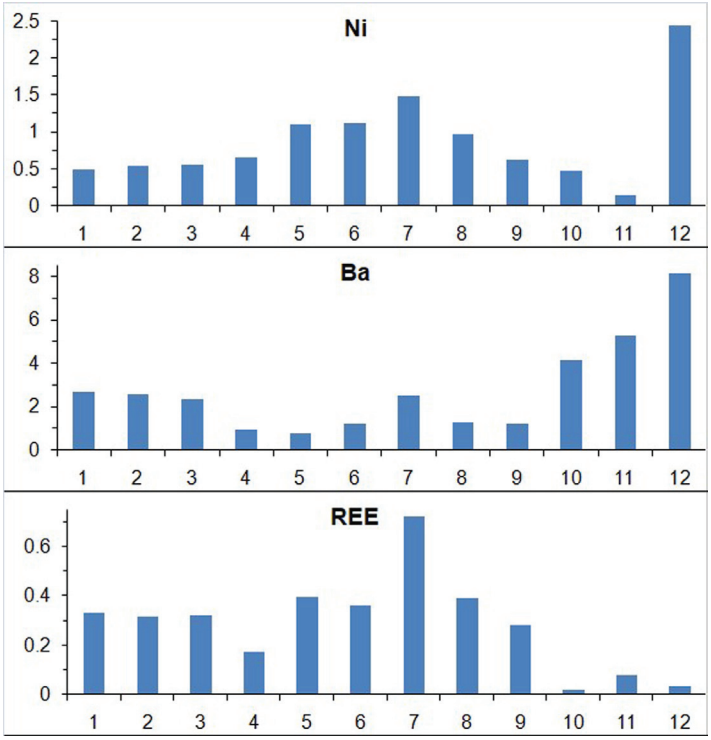


Рис. 3. Распределение микроэлементов (Ni, Ba, Σ REE) в водных объектах поверхностных вод острова Кильдин: 1 – оз. Мелкое; 2 –ручей из оз. Придорожное; 3 – оз. Придорожное; 4 – оз. Наковальня; 5 – ручей из оз. Наковальня; 6 – оз. Сопки; 7 – оз. Последнее; 8 – оз. Второе; 9 – оз. Первое; 10 – Северные ручьи; 11 – р. Черная, 12 – оз. Могильное

Fig. 3. Distribution of trace elements (Ni, Ba, Σ REE) in surface waters of Kildin Island: 1 – Lake Melkoe; 2 –Stream from Lake Pridorozhnoe; 3 – Lake Pridorozhnoe; 4 – Lake Nakovalnya; 5 – Stream from Lake Nakovalnya; 6 – Lake Sopki; 7 – Lake Poslednye; 8 – Lake Vtoroe; 9 – Lake Pervoe; 10 –River Chernaya; 11–Lake Mogilnoye; 12 – Creek Severny

Содержание Li в воде оз. Могильное по результатам наших исследований равно 32 мкг/л, а по результатам исследований 1970-х гг. – 10 мкг/л в поверхностном слое, в придонном слое – 170 мкг/л (Реликтовое…, 1975), что сопоставимо со средним содержанием этого щелочного металла (180 мкг/л) в морской воде (Bowen, 1966). Содержание Sr, зафиксированное нами методом ИСП-МС, равно 1.12 мг/л, а в 1970-х гг. находилось в пределах от десятых долей мг/л в поверхностных слоях до 7 мг/л в придонных (Реликтовое…, 1975), что опять же сопоставимо со средним содержанием этого щелочного металла (8 мг/л) в морской воде (Bowen, 1966). Содержание V и Nb в поверхностном слое воды оз. Могильное согласно результатам наших исследований 2024 г. больше их среднего содержания в морской воде (табл. 3), а содержания W сопоставимы (Bowen, 1966), а концентрации других микроэлементов меньше в оз. Могильное.

Во всех остальных исследуемых водных объектах о-ва Кильдин концентрации подавляющего большинства микроэлементов меньше медианных значений для малых озер северо-западной части Мурманской области, находящихся под влиянием поступления морских аэрозолей и атмосферных выбросов медно-никелевого комбината «Печенганикель» (табл. 2) (Моисеенко и др., 2020).

Таблица 3. Содержание микроэлементов в поверхностном слое воды оз. Могильное (наши исследования 2024 г.) и их среднее содержание в морской воде (Bowen, 1966)

Table 3. The content of trace elements in the surface water layer of Lake Mogilnoye (our research in 2024) and their average content in sea water (Bowen, 1966)

Элемент	2024 г.	Bowen, 1966
Li	32	180
Rb	14	120
Sr	1120	8000
Cs	0.0661	0.5
Ba	8.12	30
Ni	2.44	5.4
Cu	1.25	3
Co	0.128	0.27
Sb	0.094	0.5
V	9.59	1
Ti	0.59	1
Bi	0.0123	0.2
U	0.376	2
Nb	0.0355	0.01
W	0.1007	0.1
Mo	2.74	10

Наибольшие содержания всех РЗЭ, а также Cd, Zr и Hf, обнаружены в воде озера Последнее (рис. 3), что, вероятно, связано с особенностями геохимического состава слагающих водосбор этого озера горных пород. Эти максимальные содержания также выше концентраций РЗЭ и других вышеперечисленных элементов в озере Большой Вудъявр. Высокое содержание РЗЭ, а также сопутствующих им Zr и Hf, связано, скорее всего, с наличием выходящих на поверхность острова фосфоритов (Чикирев, 1995). В воде озера Последнее фиксируются также высокие содержания тяжелых металлов, что связано с упомянутыми выше геохимической ассоциацией P, Mo, Pb и Cu и рудопроявлениями Zr и Cu (Негруца и др., 1981).

Для выявления связей между содержаниями микроэлементов в поверхностных водах о-ва Кильдин был использован корреляционный анализ (табл. 4) и факторный анализ методом главных компонент (рис. 4), традиционно применяемые для интерпретации результатов гидрохимических исследований (Даувальтер и др., 2022, 2023, 2024). По результатам корреляционного и факторного анализа выявивлено две группы микроэлементов и два значимых фактора, объясняющих 65 % общей дисперсии. Первая группа микроэлементов объединяет РЗЭ, Zr и Hf и основную часть тяжелых металлов (Mn, Pb, Zn, Cu, Cd, Co, Ni и др.). Это первый фактор в факторной модели (рис. 4), и он объясняется влиянием особенностей геохимического состава коренных горных пород, т. е. отмеченные ранее сульфидная минерализация, геохимическая специализация фосфоритов, включаю-

щая P, РЗЭ, Zr, Pb, Cu и другие тяжелые металлы в составе сульфидов. Влияние морских аэрозолей и морских вод, поступающих в оз. Могильное сказалось в формировании второй группы микроэлементов – это объединение щелочных и щелочноземельных металлов (Li, Rb, Sr, Cs и Ba) и сопутствующие им V, Mo, Nb, W (рис. 4).

Таблица 4. Значения коэффициента корреляции между содержаниями микроэлементов в водных объектах острова Кильдин. Отмечены значения коэффициента корреляции выше критических (r=0.71при n=12 и α=0.01)

Table 4. Values of the correlation coefficient between the contents of microelements in water bodies of Kildin Island. The values the of correlation coefficients above critical are noted (r=0.71 at n=12 and α=0.01)

	Ni	Sr	Co	Li	REE	Ba	Sb	V	Cs	Rb	U	Nb	W	Mo	Zr	Hf
Ni	1.00															
Sr	**0.80**	1.00														
Co	**0.87**	0.66	1.00													
Li	**0.80**	**1.00**	0.67	1.00												
REE	0.14	-0.42	0.09	-0.40	1.00											
Ba	0.41	**0.79**	0.33	**0.79**	-0.57	1.00										
Sb	**0.81**	**0.90**	**0.75**	**0.90**	-0.34	0.53	1.00									
V	**0.81**	**1.00**	0.66	**1.00**	-0.41	**0.78**	**0.89**	1.00								
Cs	**0.79**	**1.00**	0.65	**1.00**	-0.43	**0.80**	**0.89**	**1.00**	1.00							
Rb	**0.81**	**1.00**	0.67	**1.00**	-0.41	**0.78**	**0.90**	**1.00**	**1.00**	1.00						
U	**0.81**	**1.00**	0.67	**1.00**	-0.38	**0.78**	**0.90**	**1.00**	**1.00**	**1.00**	1.00					
Nb	0.66	**0.93**	0.50	**0.93**	-0.45	**0.82**	**0.77**	**0.93**	**0.93**	**0.93**	**0.93**	1.00				
W	0.33	0.67	0.13	0.67	-0.40	0.66	0.46	0.67	0.67	0.67	0.67	**0.87**	1.00			
Mo	**0.80**	**1.00**	0.66	**1.00**	-0.41	**0.79**	**0.90**	**1.00**	**1.00**	**1.00**	**1.00**	**0.94**	0.68	1.00		
Zr	0.17	-0.42	0.18	-0.41	**0.93**	-0.69	-0.24	-0.41	-0.44	-0.41	-0.39	-0.53	-0.52	-0.42	1.00	
Hf	0.43	-0.12	0.39	-0.11	**0.85**	-0.50	0.08	-0.11	-0.13	-0.11	-0.09	-0.24	-0.36	-0.11	**0.86**	1.00

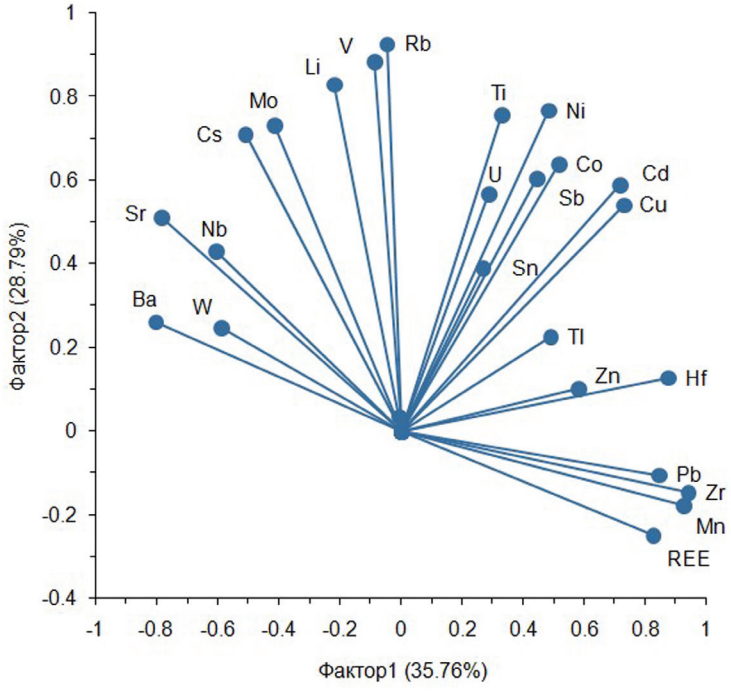


Рис. 4. Факторный анализ методом главных компонент микроэлементного состава водных объектов острова Кильдин

Fig. 4. Factor analysis using the principal component method of the trace element composition of water objects on Island Kildin

Заключение

На формирование микроэлементного состава поверхностных вод острова Кильдин влияют морские аэрозоли, геохимические особенности горных пород на водосборах, и возможно незначительное антропогенное влияние атмосферных выбросов промышленных и энергетических предприятий, автотранспорта и портов г. Мурманска, расположенного в 60 км на юго-запад от острова по направлению превалирующих ветров с материка.

Благодарности

Авторы благодарят сотрудников ИППЭС КНЦ РАН за выполнение химических анализов.

Работа выполнена в рамках темы гранта РНФ 24-17-20006 «Фоновые озера Арктической зоны Мурманской области: гидрохимия, аномалии тяжелых металлов и микропластик как новый тип загрязнения водоемов мира».

Литература

1. Атлас Мурманской области / А. Ф. Антонов [и др.]. М.: Главное Управление Геодезии и Картографии при Совете Министров СССР, 1971. 33 с.
2. Беккер Ю. Р., Негруца В. З., Полевая Н. И. Возраст глауконитовых горизонтов и верхней границы гиперборея восточной части Балтийского щита // ДАН СССР. 1970. Т. 193, № 5. С. 1123–1126.
3. Горленко В. М., Лунина О. Н., Груздев Д. С., Краснова Е. Д., Воронов Д. А., Беленкова В. В., Козяева В. В., Саввичев А. С. Современное представление о биоразнообразии аноксигенных фототрофных бактерий в реликтовом озере Могильное (остров Кильдин, Мурманская область) // Микробиология. 2024. Т. 93, № 3. С. 267–277. https://doi.org/10.31857/S0026365624030021.
4. Даувальтер В. А., Денисов Д. Б., Слуковский З. И. Влияние стоков апатит-нефелинового производства на биогеохимические процессы в арктическом горном озере // Геохимия. 2022. Т. 67, № 10. С. 1013–1028. https://doi.org/10.31857/S0016752522090023.
5. Даувальтер В. А., Сандимиров С. С., Денисов Д. Б., Даувальтер М. В., Слуковский З. И. Эколого-геохимическая оценка снежного покрова в районе воздействия апатит-нефелинового производства Кольского полуострова // Геохимия. 2023. Т. 68, № 12. С. 1312–1328. https://doi.org/10.31857/S0016752523120026.
6. Даувальтер В. А., Сандимиров С. С., Денисов Д. Б., Даувальтер М. В., Слуковский З. И. Геохимическая модификация поверхностных вод Арктического горного массива с начала деятельности нового горнодобывающего предприятия // Геохимия. 2024. Т. 69, № 5. С. 477–494. https://doi.org/10.31857/S0016752524050057.
7. Дерюгин К. М. Реликтовое озеро Могильное (остров Кильдин в Баренцевом море) // Тр. ПЕНИ. 1925. № 2. 112 с.
8. Коноплева Н. Г. О стратиграфии рифейских отложений полуострова Рыбачий // Новые данные по геологии и стратиграфии Северо-Запада РСФСР: тр. Мин-ва геологии РСФСР. М., 1977. Вып. 6. С. 62–80.
9. Любцов В. В., Предовский А. А. Закономерности распределения органического вещества и углеводородных газов в осадочных толщах верхнего рифея и венда Кольского полуострова // Проблемы осадочной геологии докембрия: сборник Академии наук СССР. М.: Наука, 1981. Вып. 7. С. 181–187.
10. Митяев М. В., Корсун С. А., Стрелков П. П., Матишов Г. Г. Древние береговые линии восточного Кильдина // Доклады АН. 2008. Т. 423, № 4. С. 546–550.
11. Моисеенко Т. И., Дину М. И., Гашкина Н. А., Кремлева Т. А., Хорошавин В. Ю. Геохимические закономерности распространения элементов в водах озер арктических регионов // Геохимия. 2020. Т. 65, № 6. С. 521–532. https://doi.org/ 10.31857/S0016752520060084.
12. Негруца В. З., Шурыгин В. Н., В. А. Журавлев. Докембрийские углеродсодержащие породы Восточной час-ти Балтийского щита // Проблемы осадочной геологии докембрия: сборник Академии наук СССР. М.: Наука, 1981. Вып. 7. С. 66-80.
13. Остров Кильдин https://goarctic.ru/news/ostrov-kildin/ (дата обращения: 20.02.2025).
14. Реликтовое озеро Могильное. Л. Изд-во: Наука, 1975. 298 с.
15. Реликтовое озеро Могильное – 2023. СПб. Изд-во: СПбГУ, 2024. 20 с.
16. Симонов А. П., Губерман Д. М., Яковлев Ю. Н., Снетко П. П., Митрофанов Ф. П., Любцов В. В., Предовский А. А., Припачкин В. А. Рифейская нефть полуострова Рыбачий: миф или ключ к принципиально новому направлению нефтегазопоисковых работ на шельфе Баренцева моря? // Вестник МГТУ. 1998. Т. 1, № 2. С. 121–140.

17. Сорохтин Н. О., Козлов Н. Е., Куликов Н. В., Глазнев В. Н., Чикирев И. В. Эволюция северо-западной части Тимано-Варангерского нефтегазоносного бассейна // Вестник КНЦ РАН. 2011. № 3. С. 4–21.
18. Чикирев И. В. Верхнедокембрийские фосфоритсодержащие отложения Кольского полуострова: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1995. 18 с.
19. Широкова В. А. Карл Шмидт и загадка озера Могильного (гидробиологический аспект) // Современная биогеография: Материалы Второй всероссийской научной телеконференции. М. Изд-во: Ставропольский государственный университет. 2004. С. 24–29.
20. Яковенчук В. Н., Иванюк Г. Ю., Пахомовский Я. А., Меньшиков Ю. П. Минералы Хибинского массива. М. Изд-во: Земля, 1999. 326 с.
21. Bowen H. J. M. Trace Elements in Biochemistry. London: Academic Press, 1966. 241 p.
22. Krasnova E. D., Efimov V. A., Fedyuk M. L., Frolova N. L., Kokryatskaya N. M., Kossenkov A. V., Patsaeva S. V., Vasilenko A. N., Voronov D. A., Strelkov P. P. New data on Lake Mogilnoe (Kildin Island, Barents Sea): the results of the 2018 expeditions // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2019. V. 263. 012019 https://doi.org/10.1088/1755-1315/263/1/012019.
23. Strelkov P., Shunatova N., Fokin M., Usov N., Malavenda S., Fedyuk M., Lubina O., A. Poloskin, Korsun S. Marine Lake Mogilnoe (Kildin Island, the Barents Sea): one hundred years of solitude // Polar Biology. 2014. V. 37. P. 297–310. https://doi.org/10.1007/s00300-013-1431-4.
24. Strelkov P., Stogov I., Krasnova E., Movchan E., Polyakova N., Goldin S., Ivanov M., Ivanova T., Malavenda S., Fedyuk M., Shunatova N. Rapid unpredicted changes in the stratification of marine lake Mogilnoe (Kildin Island, the Barents Sea) through the early 21st century // Polar Research. 2019. V. 38. 3394. http://dx.doi.org/10.33265/polar.v38.3394.
25. Stroganov A. N., Strelkov P. P., Mukhina N. V., Stogov I. A. Morphometric Characters and Feeding Habits in the Early Ontogenesis of Kildin Cod Gadus morhua kildinensis (Gadidae) from Lake Mogilnoe (Kildin Island, Bar-ents Sea) // Journal of Ichthyology. 2023. V. 63, No. 2. P. 301–308. DOI: 10.1134/S0032945223020200.
26. Zhivotovsky L. A., Teterina A. A., Mukhina N. V., Stroganov A. N., Rubtsova G. A., Afanasiev K. I. Effects of genetic drift in a small population of Atlantic cod (Gadus morhua kildinensis Derjugin) landlocked in a meromictic lake: genetic variation and conservation measures // Conservation Genetics. 2016. V. 17. P. 229–238 https://doi.org/10.1007/s10592-015-0774-5.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 75–83

Петрохимические особенности гранитов Приполярного Урала

Денисова Ю. В.
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, yulden777@yandex.ru

Аннотация. Среди большого разнообразия типизации гранитов, обнажающихся в северной части Приполярного Урала, в качестве рабочей была принята схема под авторством А. М. Пыстина. На основе типичной формы интрузий, их взаимодействию с вмещающими породами и геохронологических датировок граниты рассмотренного района разделяются на три комплекса (николайшорский, кожимский, сальнеро- маньхамбовский). Выбранные в качестве объектов изучения гранитные массивы представляют не только все выделенные комплексы, но и все типы гранитов по Б. Чаппеле, установленные в пределах Приполярного Урала. Изучение петрогенных оксидов и взаимосвязей между ними позволили подтвердить правомерность отнесения этих массивов к разным комплесам, выявив для рассмотренных массивов петрохимические особенности. Для гранитов Николайшорского массива установлено, что повышение уровня кремнезема ведет к увеличению доли калиевого полевого шпата относительно плагиоклаза (с заменой олигоклаза на альбит) и уменьшению содержания минералов железа в породе. В гранитах Кожимского массива при увеличении содержания кремнезема на 1 мас. %. доля калиевого шпата относительно альбита увеличивается на 26 % и значительно снижается количество минералов титана в породе. Граниты Малдинского массива характеризуются уменьшением суммарной доли полевых шпатов с заменой калиевой разновидности на натриевую при увеличении уровня кремнезема и максимальной концентрацией минералов железа в породе. В гранитах Бадьяюского и Яротского массивов отмечается максимальное количество калиевого полевого шпата, доля которого может в два раза превышать содержание плагиоклаза.

Ключевые слова: гранит, николайшорский комплекс, кожимский комплекс, сальнеро-маньхамбовский комплекс, Приполярный Урал.

Petrogeochemical features of granites of the Subpolar Urals

Denisova Yu. V.
Institute of Geology of Komi SC UB RAS, Syktyvkar, yulden777@yandex.ru

Abstract. Among the wide variety of granite types exposed in the northern part of the Circumpolar Urals, the scheme authored by A.M. Pystin was adopted as a working one. Based on the typical shape of the intrusions, their interaction with the host rocks, and geochronological dating, the granites of the area under consideration are divided into three complexes (nikolaishorsky, kozhimsky, and salnero-mankhambovsky). The granite massifs selected as objects of study represent not only all the identified complexes, but also all types of granites according to B. Chappeil, established within the Subpolar Urals. The study of petrogenic oxides and the interrelationships between them made it possible to confirm the validity of attributing these arrays to different complexes, revealing petrochemical features for the considered arrays. For granites of the Nikolaishor massif, it was found that an increase in the silica level leads to an increase in the proportion of potassium feldspar relative to plagioclase (with the replacement of oligoclase by albite) and a decrease in the content of iron minerals in the rock. In the granite of the Kozhim massif with an increase in the silica content by 1 wt. %. The proportion of potassium spar relative to albite increases by 26 % and the amount of titanium minerals in the rock significantly decreases. The granites of the Maldin massif are characterized by a decrease in the total proportion of feldspar with the replacement of the potassium variety with sodium with an increase in the level of silica and the maximum concentration of iron minerals in the rock. The granites of the Badyai and Yarot massifs contain the maximum amount of potassium feldspar, the proportion of which can be twice as high as the content of plagioclase.

Keywords: granite, nikolaishorsky complex, kozhimsky complex, salnero-mankhambovsky complex, the Subpolar Urals.

Введение

В пределах западного склона Приполярного Урала отмечается множество гранитных массивов. Различие в возрасте, форме залегания и взаимодействия с вмещающими породами позволи-

ли некоторым исследователями предложить свою систематизацию гранитов изученного района. Первая типизация была предложена М. В. Фишманом и Б. А. Голдиным (Фишман, Голдин, 1963), при которой все граниты северной части Приполярного Урал на основе их геохронологических датировок были распределены по эпохам складчатости. На завершающем этапе байкальской складчатости (545–490 млн лет) сформировался сальнерско-маньхамбовский интрузивный гранодиорит-гранитный комплекс, к которому были отнесены Сальнерский, Маньхамбовский, Ильяизский, Яротский, Бадьяюский, Малдинский и др. массивы. В период с 400 по 225 млн лет при завершении каледонского и в течении герцинского периода повышенной магматической активности происходило становление кожимского интрузивно-метасоматического гранитного комплекса, который составляли такие массивы, как Водораздельный, Вангырский, Хаталамба-Лапчинский Кожимский, Николайшорский и др. Б. А. Голдин с коллегами (Голдин и др., 1999), изучив контакты гранитов с прорываемыми породами, предложили распределить граниты рассматриваемого района по периодам геологической истории Земли. Исследователи не согласились с очень молодым возрастом риолит-гранитной кожимской формации, предлагая радикальное изменение возрастной характеристики, заменив ее на средний рифей. Далее в периоды позднего рифея и венда происходило образование гранитной сальнерско-маньхамбовской формации, чуть позже (венд-кембрий) сформировалась третья дополнительная гранитная формация, включавшая Малдинский, Ильяизский, Малопотокский и другие массивы, названная как малопатокско-ильяизская. С развитием геохронологической методологии произошло увеличение точности получаемых возрастных характеристик, что позволило впоследствии другим исследователям предложить другие классификации гранитов Приполярного Урала. В. Л. Андреичев (Андреичев, 2010) разделял граниты по этапам тектогенеза рассматриваемого района: 1 – закрытие Протоуральского океана (640–580 млн лет) – становление синколлизионных гранитов (Николайшорский, Кожимский и др. массивы); 2 – переходный этап (560–550 млн лет) – формирование гранитов при разных геотектонических условиях (от синколлизионых до внутриплитных) (Народинский, Лавкашорский и др. массивы); 3 – эпиконтинентальный рифтинг (520–490 млн лет) – образование внутриплитных гранитов (Маньхамбовский, Тынагодский и др. массивы). О. В. Удоратина с коллегам (Удоратина и др., 2022) посчитала, что в выделении переходного этапа нет необходимости, распределив все гранитные массивы так же по циклам тектонического развития Уральского орогена: коллизионный магматизм (650–520 млн лет) – Николайшорский, Лапчавожский и др. массивы; рифтогенный магматизм (520–480 млн лет) – Кожимский, Народинский и другие массивы.

А. М. Пыстин (Пыстин, 1994; Пыстин, Пыстина, 2011) предложил свою корреляцию гранитов Западного склона Приполярного Урала, распределив их по трем комплексам: раннепротерозойский николайшорский (Николайшорский, Лавкашорский, Хальмерьюский и др. массивы); позднерифейский кожимский (Кожимский, южная часть Хаталамба-Лапчинского массива); вендраннекембрийский сальнеро-маньхамбовской (Малдинский, Бадьяюский, Яротский массивы и др.). Эта схема в нашем исследовании будет рассматриваться как основная.

В качестве объектов изучения были выбраны представители каждого комплекса: николайшорский комплекс Николайшорский массив, обнажающийся в бассейне ручья Николай-Шор, кожимский комплекс – Кожимский массив, представляющий собой группу гранитных тел, наблюдаемых на берегах реки Кожим, а также несколько гранитных массивов, относимых к сальнеро-маньхамбовскому комплексу: I фаза – Малдинский массив, отмечаемый между юго-западным окончанием хребта Малдынырд и водоразделом рек Лимбеко-Ю и Балбан-Ю; II фаза – Бадьяюский и Яротский массивы, первый из которых пересекает долины рек Малая и Большая Бадьяю, второй – реку Малая Ярота.

Целью проведенного изучения гранитных массивов Приполярного Урала, относящихся к разным комплексам, является выявление особенностей распределения петрогенных оксидов.

Материалы и методы

Пробы (в размере 10 единиц) были отобраны из серо-зеленых (Николайшорский, Малдинский массивы) и розово-серых (Кожимский, Бадьяюский, Яротский массивы) среднезернистых пород,

согласно Л. В. Махлаеву (Махлаев, 1996) представляющих весь спектр типов гранитов (за исключением М-типа гранитов, которые не обнаружены на этой территории) по классификации Б. Чаппела (Chappeil, 1984), выявленных в пределах Западного склона Приполярного Урала: S-тип (Николайшорский массив), I-тип (Малдинский массив), А-тип (Кожимский, Бадьяюский, Яротский массивы).

Содержание главных и редких элементов в гранитах Николайшорского, Кожимского, Бадьяюского и Яротского массивов выявлено с помощью рентгено-спектрального флюоресцентного анализа и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ЦКП «Наука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН, аналитики О. В. Кокшарова, Г. В. Игнатьев). Химический состав гранитов этих массивов представлен в работах автора (Денисова, 2020, 2021, 2023, 2024). Необходимые данные для Малдинского массива взяты в работах М. В. Фишмана, Б. А. Голдина (Фишман, Голдин, 1963), А. А. Соболевой (Соболева, 2004).

Результаты и обсуждение

Анализ содержаний суммарного значения щелочных металлов и кремнезема на базе квалификационной диаграммы TAS (Шарпенок и др., 2008). выявил, что рассмотренные породы всех массивов относятся к породам нормальной и умеренной щелочности. При этом в случае Малдинского массива – это граниты, остальные массивы сложены лейкогранитами, что подтверждает данные других исследователей (рис. 1.).

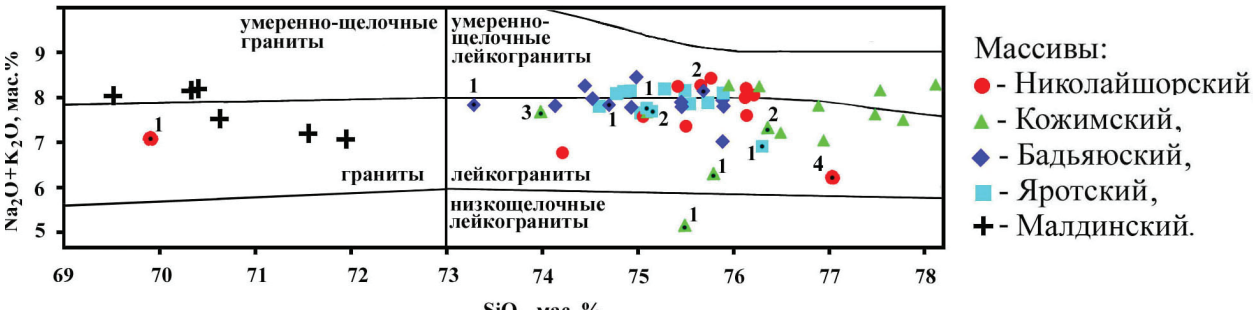


Рис. 1. Химическая классификация пород гранитных массивов Приполярного Урала согласно TAS-диаграмме. Петрохимические данные других исследователей: 1 – Фишман М. В., Голдин Б. А. (1963); 2 – Махлаев Л. В. (1996) (сз – средние значения); 3 – Удоратина О. В., Шуйский А. С., Капитанова В. А. (Удоратина и др., 2020); 4 – Удоратина О. В., Кобл М. А., Шуйский А. С., Капитанова В. А. (Удоратина и др., 2019). Малдинский массив – по данным: Фишман М. В., Голдин Б. А. (1963); Соболева А. А. (2004)

Fig. 1. Chemical classification of granite rocks in the Subpolar Urals according to the TAS diagram. Petrochemical data from other researchers: 1]– Fishman M. V., Goldin B. A. (1963); 2 – Makhlaev L. V. (1996) (nw – average values); 3 – Udoratina O. V., Shuisky A. S., Kapitanova V. A. (Udoratina et al., 2020); 4 – Udoratina O. V., Koble M. A., Shuisky A. S., Kapitanova V. A. (Udoratina et al., 2019). The Malkin massif is analyzed according to the data of: Fishman M. V., Goldin B. A. (1963); Soboleva A. A. (2004)

Дальнейшее изучение этих оксидов с помощью диагностических диаграмм С. Р. Тейлора (Taylor, McLennan, 1985) позволило дополнить ранее полученную информацию по общей щелочности пород (рис. 2). Кроме того, для каждой пары оксидов (кремнезем и оксидом калия или вариацией щелочных металлов) был определен коэффициент корреляции (r) для выявления степени взаимосвязи между ними (табл. 1). Наличие очень сильной прямой ($r > 0$) или обратной ($r < 0$) линейной взаимосвязи между оксидами и их вариациями подтверждается при $r \geq 0.7$. В случае, если маркерный коэффициент принимает значения (0.3; 0.5) связь рассматривается как слабая, при попадании в диапазон (0.5; 0.7) имеет смысл говорить о присутствии тенденции (связь между оксидами средняя) (Горяинов и др., 2001).

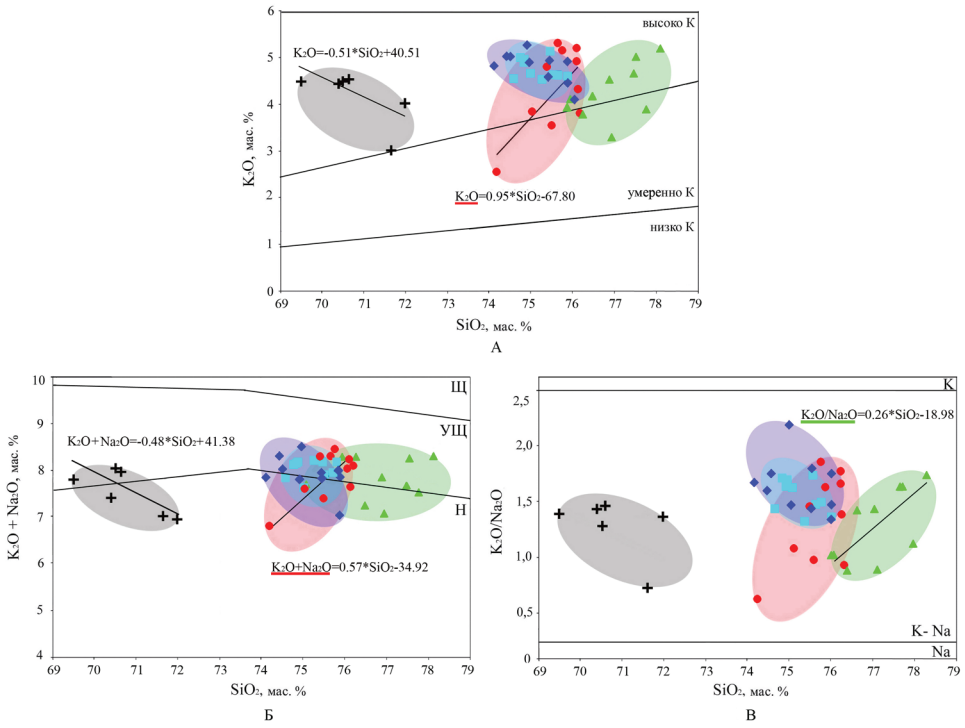


Рис. 2. Диаграммы щелочности по С. Р. Тейлору: точки составов на рис. 1. Тип породы: А. высоко К – высоко-калиевый; умеренно К – умеренно-калиевый; низко К – низко-калиевый. Б. Щ – щелочной; УЩ – умеренно щелочной; Н – нормальный. В. К – калиевый; К-Na – калиево-натриевый; Na – натриевый

Fig. 2. Diagrams of alkalinity according to S. R. Taylor. 1. Rock type: A. high K – high-potassium; moderate K – moderate-potassium; low K – low-potassium. B. Sch – alkaline; USch – moderately alkaline; H – normal. B. K – potassium; K-Na – potassium-sodium; Na – sodium

Таблица 1. Коэффициенты корреляции к диаграммам С. Р. Тейлора

Table 1. Correlation coefficients for S. R. Taylor diagram

Окислы, их вариации	SiO_2				
	1	2	3	4	5
K_2O	**0.7**	*0.6*	*-0.6*	-0.3	**-0.7**
K_2O+Na_2O	**0.7**	0.1	*-0.5*	-0.2	**-0.9**
K_2O/Na_2O /Na_2O	*0.6*	**0.7**	-0.3	-0.4	*-0.5*

Примечание. Массив: 1 – Николайшорский; 2 – Кожимский; 3 – Бадьяюский; 4 – Яротский; 5 – Малдинский.

Все рассмотренные породы относятся к калиево-натриевой разновидности. По содержанию оксида калия, только граниты сальнеро-маньхамбовского комплекса (Малдинский, Бадьяюский, Яротский массивы) – высоко-калиевые породы, точки составов гранитов Николайшорского и Кожимского массивов занимают промежуточное положение между высоко- и умеренно-калиевыми образованиями.

Породы Николайшорского массива характеризуются прямой взаимосвязью между кремнеземом и щелочными металлами, которая сильно проявлена в случае оксида калия и суммарного рассмотрения его с натрием. Расчетные уравнения линейной регрессии (рис. 2 А, 2 В) показывают, что с увеличением содержания SiO_2 в породе на 1 мас. % содержание K_2O увеличиться практически на такой же процент (0.97 мас. %), т. е. увеличение кремнезема в породе пропорционально повышает степень насыщения калием породы, преобразуя умеренно-калиевые породы в высоко-калиевые. Добавление в рассмотрение оксида натрия показывает, что изменение щелочности породы с нормальной на умеренную происходит в более медленном режиме: при повышении кон-

центрации кремнезема на 1 мас. % накопление суммарного содержания щелочных оксидов составит 0.57 мас. %. Учитывая, что отношение K_2O/Na_2O характеризует соотношение калиевого полевого шпата и плагиоклаза в породе (Остапенко, 1995), видим, что для гранитов отмечается положительная тенденция: при повышении кремнеземности породы в 60 % точек отбора произойдет увеличение процентного содержания калиевого шпата относительно натриевого.

Выявленная в граните Кожимского массива прямая линейная взаимосвязь между содержанием кремнезема и отношением K_2O/Na_2O показывает, что при повышении уровня SiO_2 количество калиевого полевого шпата относительно плагиоклаза увеличивается на 26 % (рис. 2 Б). Так же в этом случае отмечается рост содержания оксида калия. При этом количество кремнезема никак не влияет на общее количество плагиоклазов.

Наиболее сильные связи установлены для гранитов Малдинского массива: при повышении концентрации SiO_2 на 1 мас. % содержание K_2O уменьшиться на 0.51 мас. % (рис. 2 А). Однако, этот факт не влияет на изменение типа породы, оставляя малдинские граниты высоко-калийными за счет изначально меньшего содержания кремнезема по сравнению с другими рассмотренными породами. При повышении содержания кремнезема на 1 мас. % так же снижается сумма щелочных металлов на 0.48 мас. %, что ведет к изменению степени щелочности гранитов до нормальной (рис. 2 Б). Так же это может свидетельствовать об увеличении количества кварца в породе при снижении суммарного количества плагиоклазов. При этом происходит изменение видового состава полевых шпатов с калиевого на натровый (отрицательная тенденция K_2O/Na_2O при увеличении содержания кремнезема). Это подтверждает наблюдения Л. В. Махлаева, согласно которым в отдельных участках массива можно наблюдать более высокое содержание плагиоклаза в породе по сравнению с калиевым полевым шпатом.

Для гранитов Бадьяюского и Яротского массивов отмечаются усредненные составы рассмотренных оксидов, при этом точки составов этих гранитов компонуются вместе (рис. 1, 2), что указывает на их сходство, что свидетельствует о формирование пород из одних материнских расплавов. Это согласуется с предположением Л. В. Махлаева о едином Лемвинско- Яротском плутоне, в состав которого вероятно входят эти массивы. Наиболее сильно обратные тенденции отмечаются для гранитов Бадьяюского массива: при увеличении концентрации кремнезема в породе уменьшается как количество оксида калия, так и суммы щелочных металлов. Кроме того, рассмотренные граниты характеризуются максимальными значениями K_2O/Na_2O отношений, которые указывают, что в отдельных точках массивов содержание калиевого полевого шпата может превышать содержание плагиоклаза в два раза.

В породах сальнеро- маньхамбовского комплекса как первой фазы (Малдинский массив), так и второй фазы (Бадьяюский и Яротский массивы) при изучении влияния содержания кремнезема на содержания оксидов щелочных металлов в разных комбинациях во всех случаях отмечается отрицательная зависимость той или иной степени. Это полностью противоположно особенностям, наблюдаемым для пород Николайшорского и Кожимского массивов. Это позволяет определить общие характеристики для гранитов сальнеро-маньхамбовского комплекса. При увеличении концентрации SiO_2 уменьшается содержание K_2O, что влечет за собой уменьшение степени щелочности гранитов (с умеренно щелочных до нормальных пород) и увеличение процентного содержания плагиоклаза в породе относительно калиевого полевого шпата.

Анализируя остальные петрогенные оксиды с помощью диаграмм А. Харкера (Harker, 1909) (рис. 3) и коэффициентов корреляции (табл. 2), отмечаем, характерные содержания для изученных массивов:

– Николайшорский массив – широкий диапазон значений (CaO), сильная линейная связь (SiO_2 и CaO, MgO, $FeO+Fe_2O_3$);

– Кожимский массив – максимальное (SiO_2) и минимальные (Al_2O_3, CaO). широкий диапазон значений (TiO_2), сильная линейная связь (SiO_2 и TiO_2);

– Малдинский массив – максимальные (Al_2O_3, TiO_2, MgO, $FeO+Fe_2O_3$).

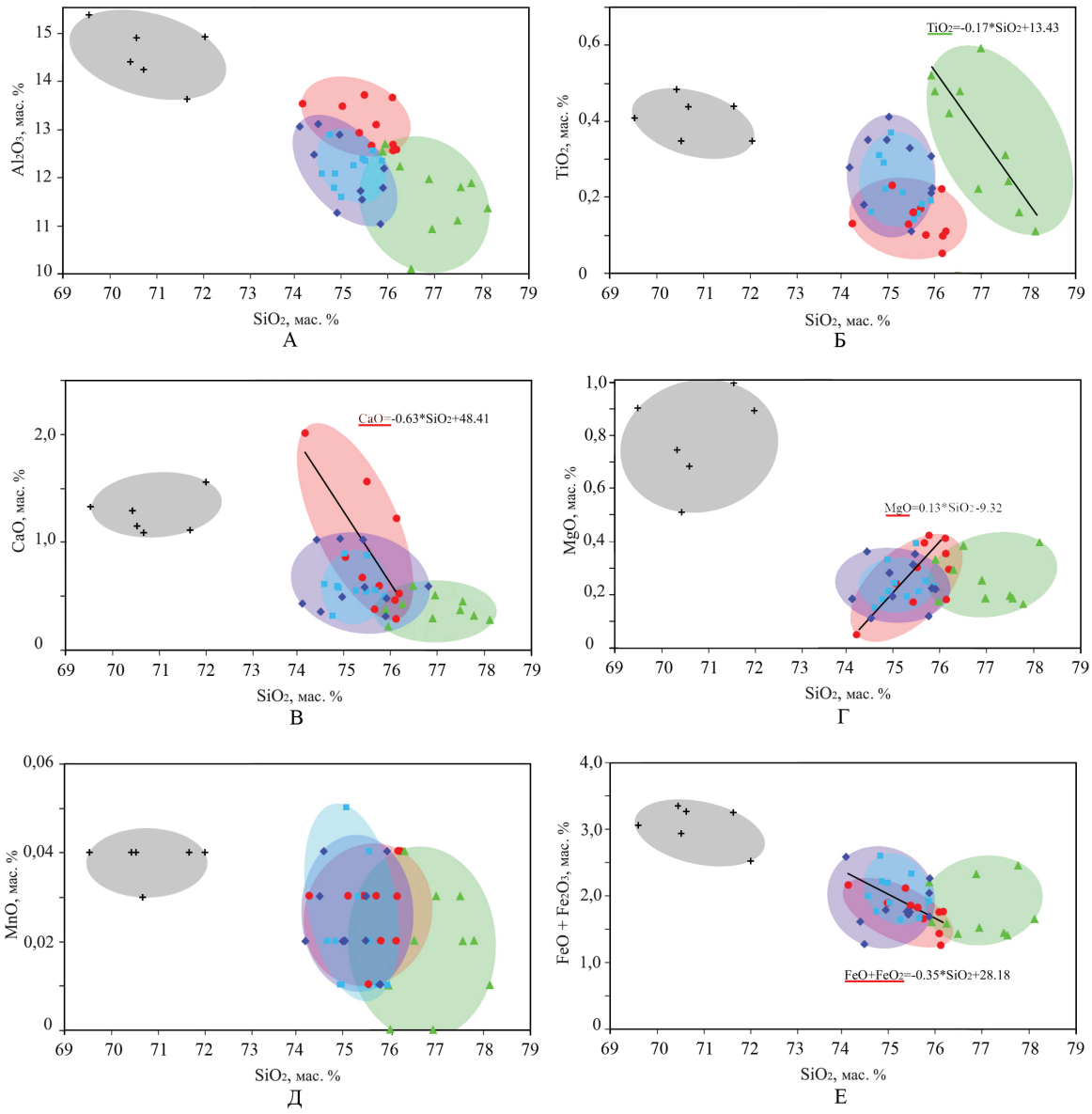


Рис. 3. Диаграммы А. Харкера для гранитов Приполярного Урала: точки составов на рис. 1
Fig. 3. A. Harker diagrams for granites of the Subpolar Urals: The points of the trains in Fig. 1

Для гранитов Николайшорского массива отмечается самый большой разброс содержания оксида кальция (0.29–2.01 мас. %), что не является типичным для S-гранитов, характеризующихся обычно минимальными значениями этого оксида. Вероятно, в процессе формирования пород в отдельных точках массива прорываемые породы оказались с высоким содержание кальция (мрамора), вследствие чего произошло насыщение материнского расплава нужным элементом. для этого оксида и кремнезема установлена обратная линейная связь: увеличение содержания кремнезема в породе на 1 мас. % приводит к уменьшению концентрации оксида кальция на 0.65 мас. %. Учитывая, что CaO входит в анортитовую составляющую плагиоклаза (Буланов, Сизых, 2005), которая разделяет плагиоклазы на подвиды (альбит (An 0–10), олигоклаз (An 10–30) и др.), т. е. при увеличении концентрации кремнезема уменьшается анортитовая составляющая плагиоклаза. Так же отмечается обратная линейная связь между кремнеземом и суммой оксидов железа: при увеличении содержания кремнезема на 1 мас. % уровень $FeO+Fe_2O_3$ снижается на 0.35 мас. %, т. е. степень насыщенности породы железом уменьшается, что является типичным для гранитов. Учитывая, что большая

часть железа аккумулируется в магнетите, происходит снижение концентрации магнетита в породе. Кроме того, выявлена прямая линейная связь между SiO_2 и MgO: при увеличении содержания кремнезема на десятую долю (0.13 мас. %) увеличивается содержание оксида магния. В магматическом процессе магний обычно при повышении кремнезема понижает свои концентрации и становится малым элементов, который отмечается главным образом в темных слюдах (Макрыгина, 2011). Это позволяет предположить, что повышение SiO_2 в николайшорских гранитах ведет к повышению магния в биотите.

Таблица 2. Коэффициенты корреляции к диаграммам Харкера

Table 2. Correlation coefficients to the Harker diagram

Окислы	SiO_2				
	1	2	3	4	5
TiO_2	0.3	**-0.8**	-0.2	*-0.5*	-0.3
Al_2O_3	-0.3	-0.4	*-0.5*	-0.1	-0.5
MgO	**0.7**	-0.1	0.4	0.3	0.4
CaO	**-0.7**	-0.1	-0.2	0.1	0.1
MnO	0.1	0.1	-0.3	-0.1	0.1
$FeO+Fe_2O_3$	**-0.8**	0	-0.1	0	-0.4

Примечание. Массив: 1 – Николайшорский; 2 – Кожимский; 3 – Бадьяюский; 4 – Яротский; 5 – Малдинский.

Граниты Кожимского массива характеризуются максимальным содержанием кремнезема, что свидетельствует о высоких содержания кварца в породе. Минимальные содержания кальция указывают на то, что плагиоклаз представлен преимущественно альбитом. Отмечаемые минимальные концентрации алюминия типичны для А-гранитов, к которым и относятся кожимские породы. Для рассмотренных пород так же характерен достаточно широкий диапазон содержаний оксида титана. Причем отмечается взаимосвязь этого оксида с кремнеземом: при увеличении содержания SiO_2 на 1 мас. % величина TiO_2 уменьшается на 0.17 мас. %, что влечет за собой уменьшение количества в породе минералов титана (ильменита, титанита, рутила).

Породы Малдинского массива обладают повышенными значениями Al_2O_3, $FeO+Fe_2O_3$, MgO. Высокие содержания оксида алюминия можно рассматривать как аномалию для малдинских I-гранитов, которые обычно относятся к метааллюминиевым образованиям. Нетипичные концентрации алюминия в материнском расплаве могли возникнуть вследствие плавления метабазитов при активном участии воды (Макрыгина, 2011). Причем для окисла алюминия отмечается отрицательная тенденция (увеличение кремнезема влечет уменьшение этого петрогенного оксида в 50 % отобранных образцов), что может быть связано с уменьшением общего количества плагиоклазов при насыщении расплава кремнеземом. В случае оксидов магния, суммарного железа поля распределения точек составов так же имеют наклон в сторону уменьшения концентрации. Это в некоторых случаях (в 40 % отобранных образцов) может быть связано с уменьшение количества биотита и магнетита в малдинских гранитах при повышении содержания кремнезема.

Точки составов для гранитов Бадьяюского и Яротского массивов так же группируются и на диаграммах А. Харкера, что подтверждает подобие этих пород. Рассматривая их петрохимические особенности в совокупности, можем утверждать, что в этих гранитах отмечаются обратные тенденции для оксидов титана (Яротский массив), алюминия (Бадьяюский массив) при повышении содержания SiO_2. При этом содержание магния в породе (в 40 % образцах для Бадьяюского массива и 30 % образцах для Яротского массива) может повышаться. Аналогичное поведение этих оксидов можно наблюдать и в породах Малдинского массива. Это позволяет предположить, что для гранитов сальнеро-маньхамбовского массива вероятнее всего будет отмечаться снижение процентного содержания плагиоклазов, биотита (Al_2O_3, TiO_2, MgO) при повышении содержании SiO_2 в породе.

Заключение

Изучение петрогенных оксидов и их взаимосвязей позволило выявить характерные особенности гранитов рассмотренных массивов.

В породах Николайшорского массива при увеличение содержания SiO_2 в породе на 1 мас. % повышаются содержания оксида калия на 0.97 мас. %, щелочных металлов на 0.57 мас. %, уменьшаются концентрации оксида кальция на 0.65 мас. %, суммарного железа на 0.35 мас. %., что соответствует повышению количества калиевого полевого шпата относительно плагиоклаза и уменьшению содержания магнетита в породе.

Аналогичная взаимосвязь отмечается и для гранитов Кожимского массива, для которого установлено, что повышение содержания кремнезема в породе на 1 мас. % приводит к увеличению количества калиевого полевого шпата на 26 % относительно натриевого, а так же к снижению доли минералов титана в породе.

Противоположная ситуация наблюдается при изучении гранитов сальнеро-маньхамбовского комплекса: увеличение содержания кремнезема сопровождается уменьшением содержания щелочных металлов и, в частности, калия, уменьшением концентрации Al_2O_3, TiO_2, MgO, что ведет к снижению процентного содержания плагиоклазов, биотита при повышении содержании кварца (SiO_2) в породе.

Наиболее сильно зависимость между этими оксидами выявлена для гранитов Малдинского массива: повышение уровня SiO_2 на 1 мас. % снижает насыщенность породы K_2O и щелочными металлами на 0.51 мас. %, 0.48 мас. %, соответственно. Увеличивается доля кварца в граните при снижении общего количества плагиоклазов и замены калиевого полевого шпата натриевым. Характерны повышенные содержания магнетита.

Граниты Бадьяюского и Яротского массивов характеризуются максимальным количеством калиевого полевого шпата в породе, количество которого может составлять 207 % от содержания плагиоклаза.

Благодарности

Работа выполнена в рамках темы государственного задания «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского сегмента литосферы» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, ГР № 122040600012-2.

Литература

1. Андреичев В. Л. Геохронология гранитоидного магматизма Приполярного Урала / Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2010. № 11. С. 7–12.
2. Буланов В. А., Сизых А. И. Кристаллохимизм породообразующих минералов. Иркутск. Изд-во: Иркутского университета, 2005. 220 с.
3. Голдин Б. А., Калинин Е. П. Пучков В. Н. Магматические формации западного склонов севера Урала и их минералогения. Сыктывкар. Изд-во: ГеоПринт, 1999. 214 с.
4. Горяинов В. Б., Павлов И. В., Цветкова Г. М., Тескин О. И. Математическая статистика, Математика в техническом университете. Вып. XVII. М. Изд-во: МГТУ им. Н. Э. Баумана, 2001. 424 с.
5. Денисова Ю. В. Петрохимия гранитов Яротского массива (Приполярный Урал): новые данные // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2020. № 1(41). Сыктывкар. С. 80–87. DOI:10.19110/1994-5655-2020-1-80-87.
6. Денисова Ю. В. Петрохимические особенности гранито-гнейсов Николайшорского массива (Приполярный Урал) / Известия Коми НЦ УрО РАН. 2021. № 3. Сыктывкар. С. 32–40. DOI: 10.19110/1994-5655-2021-3-32-40.
7. Денисова Ю. В. Петрогеохимия гранитов Бадьяюского массива (Приполярный Урал) // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Наука о Земле. 2023. Т. 45. С. 39–54. DOI: 10.26516/2073-3402.2023.45.39.
8. Денисова Ю. В. Петрология гранитов Кожимского массива (Приполярный Урал) / Известия Коми НЦ УрО РАН. 2024. № 3 (69). Сыктывкар. С. 108–116. DOI: 10.19110/1994-5655-2024-3-18-26.
9. Макрыгина В. А. Геохимия отдельных элементов. Новосибирск. Академическое изд-во: «Гео», 2011. 195 с.

10. Махлаев Л. В. Гранитоиды севера Центрально- Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 189 с.
11. Остапенко П. Е. Технологическая оценка минерального сырья, нерудное сырьё. СПб. Изд-во: Наука, 1995. 261 с.
12. Пыстин А. М. Полиморфические комплексы западного склона Урала. СПб. Изд-во: Наука, 1994. 208 с.
13. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Новые данные о возрасте гранитоидов Приполярного Урала в связи с проблемой выделении кожимской среднерифейской гранит- риолитовой формации / Известия Коми НЦ УрО РАН. 2011. Вып. 4 (8). С. 14–19.
14. Соболева А. А. Вулканиты и ассоциирующиеся с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург. Изд-во: УрО РАН, 2004. 145 с.
15. Удоратина О. В., Кобл М. А., Шуйский А. С. Капитанова В. А. Гранитоиды няртинского блока (Приполярный Урал): новые данные / Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 9. С. 23–32.
16. Удоратина О. В., Шуйский А. С., Капитанова В. А. Гранитоиды Кожимского массива (Приполярный Урал): U-Pb, Lu-Hf данные / Известия Коми НЦ УрО РАН. 2020. № 1. С. 96–105. DOI: 10.19110/1994-5655-2020-1-96-105.
17. Удоратина О. В., Куликова К. В., Шуйский А. С., Соболева А. А., Андреичев В. Л., Голубева И. И., Капитанова В. А. Гранитоиды севера Урала: геохронология, эволюция, источники. Сыктывкар. Изд-во: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2022. 120 с.
18. Фишман М. В., Голдин Б. А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.-Л. Изд-во: АН СССР, 1963. 105 с.
19. Шарпенок Л. Н., Костин А. Е., Кухаренко Е. А. TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.
20. Chappel B. W. Source rocks of I- and S- type granites in the Lachlan Fold Belt / Phil. Trans. Roy. Soc. L. 1984. V. 310. P. 693–707.
21. Taylor S. R., McLennan S. M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford. 1985. P. 1–312.
22. Harker A. The natural history of igneous rocks. Methuen. London. 1909. 452 p. DOI: 10.1017/CBO9780511920424.

Количество техногенного материала и его состав в современных осадках городской территории

Душевина Е. С. [1, 2], **Шевченко А. В.** [1, 2], **Иванчукова Н. В.** [1, 2], **Селезнев А. А.** [1, 2]

[1] *Институт промышленной экологии Уральского отделения Российской академии наук, Екатеринбург, Россия, elizaveta19-20@mail.ru; sandrian@rambler.ru; av.shev98@gmail.com; ivanchukova.natali@gmail.com*

[2] *Уральский федеральный университет им. первого Президента России Б. Н. Ельцина, Екатеринбург, Россия, elizaveta19-20@mail.ru; sandrian@rambler.ru; av.shev98@gmail.com; ivanchukova.natali@gmail.com*

Аннотация. В летний и зимний период 2024 г. были обследованы города Свердловской области: Алапаевск, Качканар, Серов и Верхняя Пышма. В каждом из городов на селитебной территории районов малоэтажной и многоэтажной застройки было отобрано зимой 10 проб снегогрязевой пульпы и летом 40 проб поверхностного осадка. В исследовании были использованы: гранулометрический, шлиховой анализ, морфология частиц была определена с помощью визуальной диагностики с использованием оптического микроскопа. Определены факторы неопределенности, влияющие на точность анализа. Полученные количественные данные показывают, что доля антропогенных частиц ниже в зимних пробах (8 %), чем в летних (11 %). Частицы были классифицированы по 18 типам. Основными источниками антропогенных частиц являются отходы металлургического производства и продукты выветривания строительных материалов. Результаты дополняют ранее полученные паттерны распределения техногенного материала в современном осадке крупных городах России.

Ключевые слова: техногенные частицы, сферулы, шлак, современные поверхностные осадки, снегогрязевая пульпа, малые и средние города.

The amount of technogenic particles and its composition in modern sediments of urban areas

Dushevina E. S. [1, 2], **Shevchenko A. V.** [1, 2], **Ivanchukova N. V.** [1, 2], **Seleznev A. A.** [1, 2]

[1] *Institute of Industrial Ecology, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russia, elizaveta19-20@mail.ru; sandrian@rambler.ru; av.shev98@gmail.com; ivanchukova.natali@gmail.com*

[2] *Ural Federal University named after the First President of Russia B.N. Yeltsin , Ekaterinburg, Russia, elizaveta19-20@mail.ru; sandrian@rambler.ru; av.shev98@gmail.com; ivanchukova.natali@gmail.com*

Abstract. In summer and winter 2024, the following cities in the Sverdlovsk region were surveyed: Alapaevsk, Kachkanar, Serov and Verkhnyaya Pyshma. In each of the cities, 10 samples of snow-mud slurry were collected in winter and 40 samples of surface sediment in summer in the residential areas of low-rise and high-rise buildings. In the study were used: granulometric, schlich analysis, particle morphology was determined by visual diagnostics using an optical microscope. The quantitative data obtained show that the proportion of anthropogenic particles is lower in winter samples (8 %) than in summer samples (11 %). The particles were classified in 18 types. The main sources of anthropogenic particles are metallurgical waste and weathering products of construction materials. The results complement the previously obtained patterns of technogenic material distribution in the modern sludge of large Russian cities.

Keywords: technogenic particles, types of technogenic particles, spherulites, slag, urban sediments, snow-mud-slurry, small and medium-sized towns.

Введение

Техногенные частицы и материалы в городской среде представляют собой искусственно созданные или модифицированные вещества, образующиеся в результате антропогенной деятельности. К ним относятся продукты износа транспортных средств (резиновая пыль от шин, частицы от тормозных колодок), строительные отходы (бетон, кирпич, асфальт) и микропластики (Seleznev,

2020; Werbowski, 2021). Эти частицы могут содержать тяжелые металлы (свинец, кадмий, ртуть), углеводороды и другие токсичные вещества, что делает их потенциальной угрозой для здоровья человека и окружающей среды (Wawer, 2020; Magiera et al., 2011).

Техногенные частицы образуются в результате интенсивной транспортной нагрузки, промышленной активности и строительства. Они могут перемещаться в атмосфере, осаждаться на поверхности и попадать в водоемы, создавая риски для экосистем. Процессы разрушения этих частиц включают физические факторы (осадки, ветер) и химические реакции, происходящие в результате взаимодействия этих частиц с другими веществами в окружающей среде (Werbowski et al., 2021).

Основные механизмы переноса техногенных частиц включают атмосферные процессы (конвективные потоки, выбросы от транспорта и промышленности) и водные потоки (дождевые воды, дренажные системы). Мелкие частицы, такие как PM 2.5 (размером менее 2.5 мкм), могут оставаться в воздухе длительное время и проникать в дыхательные пути, представляя особую опасность для здоровья.

Исследования техногенных частиц помогают определить их источники, выявляя материалы, способствующие загрязнению, такие как выбросы от транспорта и промышленных предприятий. Они также позволяют оценить концентрацию частиц в природных компонентах, что помогает отслеживать изменения качества окружающей среды.

Образование техногенных частиц зависит от размеров городов и их промышленной специализации. Крупные города с развитой транспортной инфраструктурой и промышленностью имеют более высокий уровень выбросов, в то время как малые города с менее развитыми экологическими нормами также могут способствовать образованию частиц. Города с высокой концентрацией тяжелой промышленности производят более токсичные частицы, тогда как высокотехнологичные города могут иметь более низкий уровень выбросов благодаря чистым технологиям.

Цель – оценить количество техногенного материала в пробах поверхностного осадка и пробах твердого материала снегогрязевой пульпы малых и средних городов Свердловской области, классифицировать содержащиеся в них техногенные частицы по морфологическим признакам, и определить потенциальные источники поступления техногенного материала в городской среде.

Программа исследования

Районом исследования были выбраны малые и средние города Свердловской области: Алапаевск, Качканар, Серов, Верхняя Пышма. Города характеризуются разнообразием в физико-географическом районировании, геологическом строении, а также степенью инфраструктурного и промышленного развития.

В конце зимы 2023–2024 гг. в период максимального накопления снега в каждом из четырех городов по нерегулярной сетке было выбрано 10 площадок отбора проб. Из них 5 точек располагались в районах многоэтажной застройки или многоквартирных домов (МКД) и 5 – в районах малоэтажной застройки или частного сектора (ЧС). На каждой из точек была отобрана одна сборная проба снегогрязевой пульпы (СГП) объемом 5 литров. Все площадки расположены в разных частях и представляют разные периоды развития города.

В июне 2024 г. в каждом из четырех городов по нерегулярной сетке было выбрано 40 площадок отбора проб. Из них 20 точек располагались в МКД и 20 в ЧС. На каждой из площадок была отобрана сборная проба осадка массой до 1.5 кг, которая представляет собой сборную пробу отложений из понижений микрорельефа по 3–5 локализациям на территории жилого квартала многоэтажных домов и вдоль дорог (дорожная пыль и отложения из сточных канав) в кварталах малоэтажной застройки.

Такой подход позволяет учесть особенности разных типов жилой застройки при проведении исследований.

Подготовка проб к визуальному анализу

На этапе подготовки из отобранных проб осадка были удалены крупные корни, обломки горных пород и посторонние включения (крупный мусор, стекло, пластмасса и т.п.). В лаборатории проба ***осадка*** была высушена в сушильном шкафу при температуре 59 °С. Далее из каждой пробы методом квартования была отобрана представительная навеска 100–300 г для гранулометрического анализа. Методом сухого ситования проба была разделена на четыре гранулометрические фракции < 0.1, 0.1–1, 1–3 и > 3 мм. Масса каждой фракции взвешивалась.

Для визуального анализа были отобраны навески фракции 0.25–1 мм. Гранулометрические навески < 0.1, 1–3 и > 3 мм не участвовали в дальнейшем анализе.

Визуальный анализ

Полученная навеска фракции 0.25–1 мм была сокращена до навески массой примерно 15 г. Далее эта навеска с использованием ручного магнита «РМЧ» методом магнитной сепарации была разделена на магнитную и немагнитную фракции. Из магнитной и немагнитной фракции была извлечена методом дорожки средняя проба объемом равным 1000 зерен для «подсчета зерен полезных компонентов в стандартном числе зерен фракции» (Ильинский, 1991).

Из полученных 1000 зерен деревянной палочкой были построены 5–6 дорожек примерной длинной 60 мм и шириной 3 зерна на предметном стекле под бинокулярным микроскопом МБС-10.

Из каждой дорожки методом визуальной диагностики были выделены по морфологическим особенностям с использованием деревянной палочки все возможные частицы предположительно техногенного происхождения.

Частицы были сгруппированы и в отдельные линии по морфологическим признакам: форма; структура поверхности; текстура поверхности; цвет; блеск; излом; окатанность. Частицам была присвоен генезис по визуальным признакам: природные; либо техногенные.

Каждая соответствующая линия частиц техногенной фазы была классифицирована по морфологическим признакам.

Результаты

Всего из 132 навесок фракции 0.25–1 мм получено: 26 навесок немагнитной фракции твердого материала СГП; 26 навесок магнитной фракции твердого материала СГП; 40 навесок немагнитной фракции осадка; 40 навесок магнитной фракции осадка. Из 132 навесок для анализа было выделено 132000 частицы, из которых 119724 предположительно принадлежат к природно-минеральной фазе, а 12276 частиц – к техногенно-минеральной и техногенной фазе. На рис. 1 показано число техногенных частиц, выбранных для анализа из проб, отобранных в разный сезон года в малых и средних городах Свердловской области.

Общее количество техногенных частиц в пробах СГП в среднем составляет 88 частиц на 1000 частиц твердого материала СГП. Во всех городах количество магнитной фракции преобладает над количеством частиц немагнитной фракции.

В ходе ранжирования наименьшее количество частиц техногенной фазы установлено в г. Качканар и г. Алапавск, а наибольшее – в гг. Верхняя Пышма, Серов.

В табл. 1 показаны основные типы частиц предположительно техногенного происхождения и их морфологические особенности по результатам визуальной диагностики. Всего получено 18 типов техногенных частиц. По литературным данным были взяты возможные источники техногенного материала.

Дискуссия

Всего получено 18 типов техногенных частиц. По литературным данным были взяты возможные источники техногенного материала (табл. 2).

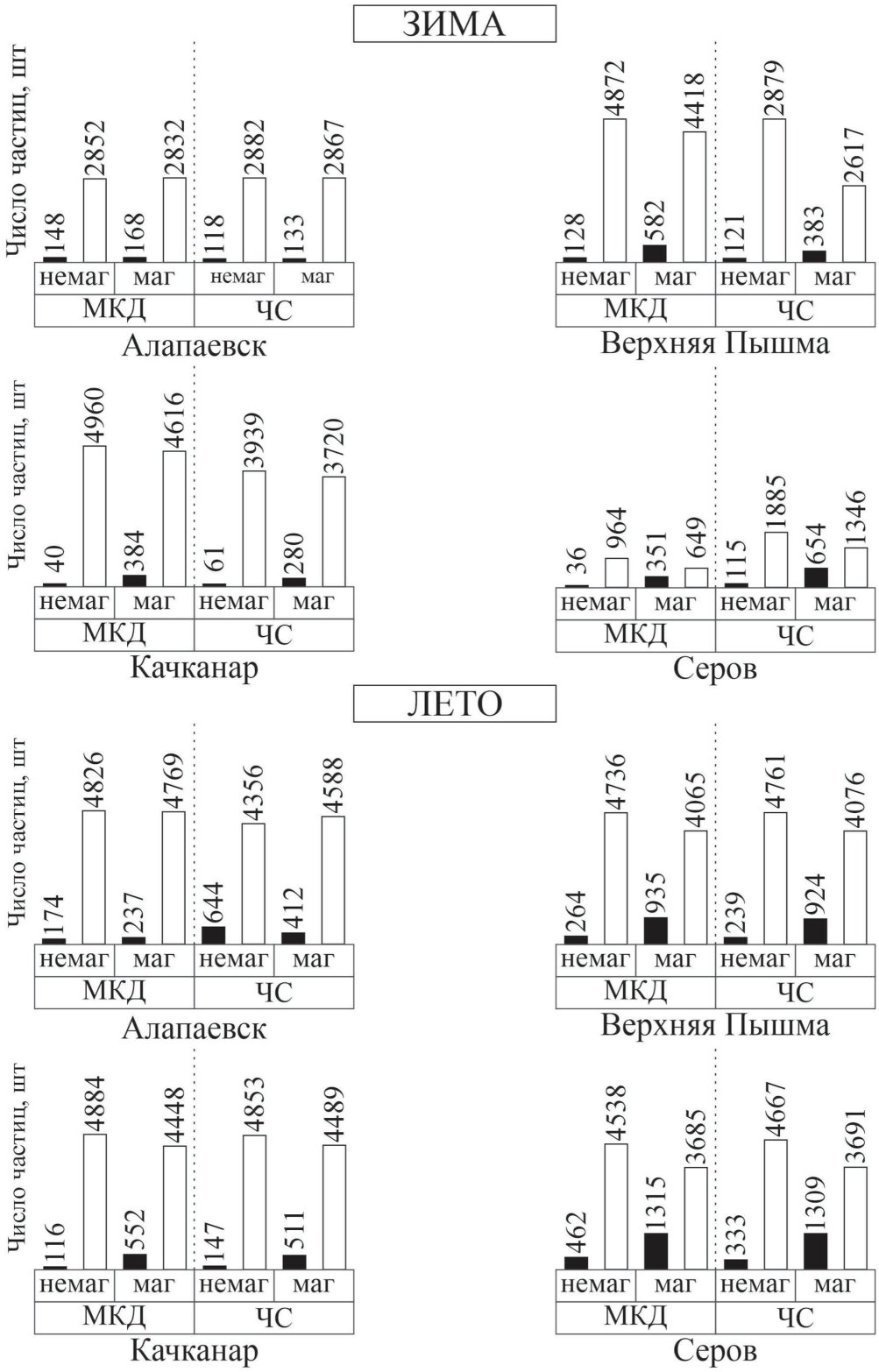


Рис. 1. Количество частиц природной и техногенной фазы, выбранное для анализа из зимних и летних проб фракции 0.25–1 мм малых и средних городов Свердловской области: черные столбцы – число частиц техногенной фазы; белые столбцы – число частиц природно-минеральной фазы; немаг – немагнитная фракция; маг – магнитная фракция; ЧС – частный сектор; МКД – многоквартирные дома

Fig. 1. Number of particles of natural and technogenic phase selected for analysis from winter and summer samples of 0.25–1 mm fraction of small and medium-sized cities of the Sverdlovsk region: black columns – number of particles of technogenic phase; white columns – number of particles of natural and mineral phase; non-magnetic fraction – non-magnetic fraction; magnetic fraction – magnetic fraction; PS – private sector; MFD – apartment buildings

Таблица 1. Типы техногенных частиц и их морфологические особенности в исследуемых городах
Table 1. Types of anthropogenic particles and their morphological features in the studied cities

Тип	Морфологические признаки: форма / поверхность / структура / текстура / цвет / блеск / излом / окатанность / размер мм
Силикатная сферула	Шарообразная / гладкая, корродированная / прозрачный, бесцветный, полупропрозрачный, белый, коричневый, черный/ стеклянный / раковистый / хорошая / 0.25–1
Сфероидальный агрегат	Шарообразная / зернистая / разнозернистая / пористая, пятнистая / непрозрачный, светло-коричневый, коричневый, темно-коричневый / отсутствует / неровный, раковистый / хорошая / 0.27–0.57
Сферула металлическая	Шарообразная / гладкая, корродированная / полигональная-текстурированная / серо-стальной, темно-серо-стальной, черный (вкрапление оксидов железа окрашивает частицы в бурый) / металлический / неровный, раковистый / хорошая/ 0.2–0.5
Сферулы в составе шлака	Силикатные и металлические сферул в составе сцементированного вещества / 0.2–1.3
Гранулированный шлак (стекловидный)	Вспененная, стекловидная, губчатая, слабо-округлая / гладкая / стекловидная / пористая / прозрачный бесцветный, полупрозрачный (белый, серый, желтый, светло-желтый, светло-коричневый, коричневый, темно-коричневый, черный) / стеклянный / раковистый / отсутствует / 0.2–1.7
Литоидный шлак (камневидный)	Округлая / зернистая / разнозернистая / пористая, пятнистая / светло-серый, серый, светло-коричневый, коричневый, темно-коричневый, темно-зеленый, черный) / стеклянный, жирный / неровный / хорошая / 0.3–1.4
Кирпич	Округлая, плоская / зернистая, шершавая / пелитовая / пористая / непрозрачный, красно-коричневый, темно-красный с вкраплениями / матовый / неровный, раковистый / хорошая / 0.25–1.2
Штукатурка	Приплюснутая, округлая / зернистая, шероховатая / пелитовая / пятнистая / белый, светло-серый, серый, голубоватый, желтоватый, непрозрачный / матовый / неровный / хорошая / 0.2–1.2
Шлак металловидный	Округлая, вытянутая, уплощенная / зернистая, матовая / непрозрачный, серо-стальной, темно-серо-стальной, черный, бурый / полуметаллический, металлический / неровный, раковистый / хорошая / 0.27–2.3
Руда	Уплощенная, кубическая, округлая / матовая / непрозрачный, серо-стальной, темно-серо-стальной, медный, золотой с синеватым отливом, зеленый, темно-серый, черный / полуметаллический, металлический / неровный, раковистый / хорошая / 0.32–1.4
Стружка металлическая	Плоская, листоватая, уплощенная, саблеобразная, игольчатая / гладкая, шероховатая / непрозрачный, светло-серый, серый / металлический / раковистый, неровный / отсутсвует / 0.42–3.5
Фольга	Плоская, скомканная, листоватая, неокатанная / гладка / непрозрачный, светло-серый, серый, серебристый, золотой, бронзовый / металлический / отсутсвует / отсутсвует / 0.3–1.8
Стекло	Плоская, кубическая / гладкая, корродированная / прозрачный, бесцветный, полупропрозрачный, белый, коричневый, черный / стеклянный / раковистый / от резкоугловатой до хорошей / 0.4–1.9
Краска	Эластичная, уплощенная, кубическая / шероховатая, блестящая / белый, светло-серый, серый, голубоватый, желтый, зеленый, красный, непрозрачный / матовый / неровный / отсутствует / хрупкие, но эластичные / 0.3–2.2
Полимер	Плоская, чешуйчатая, нитевидная / матовая, гладкая, жирная / цвет прозрачный и полупрозрачный (мутно-белый, молочный, белый, светло-серый, серый, голубоватый, желтоватый, голубоватый/ матовый, жирный / неровный, раковистый, занозистый / отсутствует / 0.2–2.7
Автомобильные шины	Эластичная, червеобразная / шероховатая, гладкая, матовая / непрозрачный, черный / жирный, матовый / отсутствует / отсутствует / упругие частицы черного цвета / 0.27–1.6
Битум	Округлая, плоская, смолистая / шероховатая, гладкая, зернистая, липкая / непрозрачный, черный, примеси дают светло-серый, серый, коричневый, темно-коричневый / жирный, матовый / неровный / хорошая / 0.33–1.5
Уголь	Слоистая, пористая, уплощенная / матовая, гладкая / непрозрачный, темно-серый, черный / стеклянный, жирный, матовый / неровный, раковистый, игольчатый / отсутствует / 0.28–1.5

Таблица 2. Типы техногенных частиц и их предполагаемое происхождение
Table 2. Types of anthropogenic particles and their inferred origin

Тип	Происхождение со ссылкой
Силикатная сферула	Металлургия (Осовецкий, Меньшикова, 2008; Shchurenko et al., 2020; Seleznev et al., 2021). Строительные материалы (Будников, Значко-Яворский, 1953; Лесовик и др., 2011; Шаповалов и др., 2013). Сжигание высокозольного сырья (Wawer, 2020).
Сфероидальный агрегат	Металлургия (Shchurenko et al., 2020) Строительные материалы (Будников, Значко-Яворский, 1953; Лесовик, 2011; Шаповалов и др., 2013).
Сферула металлическая	Металлургия (Осовецкий, Меньшикова, 2008; Shchurenko et al., 2020; Wawer, 2020; Seleznev et al., 2021). Строительные материалы (Будников, Значко-Яворский, 1953; Лесовик и др., 2011; Шаповалов и др., 2013). Сжигание высокозольного сырья (Wawer, 2020).
Сферулы в составе шлака	Металлургия (Осовецкий, Меньшикова, 2008; Seleznev et al., 2021). Строительные материалы (Будников, Значко-Яворский, 1953; Лесовик и др., 2011; Шаповалов и др., 2013).
Гранулированный шлак (стекловидный)	Металлургия (Осовецкий, Seleznev, 2021). Строительные материалы (Будников, Значко-Яворский, 1953; Лесовик, 2011; Шаповалов и др., 2013).
Литоидный шлак (камневидный)	Металлургия (Осовецкий, Меньшикова, 2008; Seleznev et al., 2021). Строительные материалы (Будников, Значко-Яворский, 1953; Лесовик и др., 2011; Шаповалов и др., 2013).
Кирпич	Строительные материалы (Осовецкий, Меньшикова, 2008; Seleznev et al., 2021).
Штукатурка	Строительные материалы (Осовецкий, Меньшикова, 2008; Seleznev et al., 2021). Транспорт (Seleznev et al., 2021).
Шлак металловидный	Металлургия (Осовецкий, Меньшикова, 2008; Seleznev et al., 2021). Сжигание высокозольного сырья (Осовецкий, Меньшикова, 2008; Wawer, 2020; Seleznev et al., 2021).
Руда	Металлургия (Осовецкий, Меньшикова, 2008; Seleznev et al., 2021). Строительные материалы (Будников, Значко-Яворский, 1953; Лесовик и др., 2011; Шаповалов и др., 2013; Seleznev, 2021).
Стружка металлическая	Металлургия (Осовецкий, Меньшикова, 2008; Seleznev et al., 2021). Строительные материалы (Осовецкий, Меньшикова, 2008; Seleznev et al., 2021). Транспорт (Осовецкий, Меньшикова, 2008).
Фольга	Бытовые отходы (Осовецкий, Меньшикова, 2008).
Стекло	Бытовые отходы, Строительные материалы, Транспорт (Осовецкий, Меньшикова, 2008; Seleznev et al., 2021; Werbowski et al., 2021).
Краска	Бытовые отходы, Строительные материалы, Транспорт (Осовецкий, Меньшикова, 2008; Seleznev et al., 2021; Werbowski et al., 2021).
Полимер	Бытовые отходы, Строительные материалы, Транспорт (Осовецкий, Меньшикова, 2008; Seleznev et al., 2021; Werbowski et al., 2021).
Автомобильные шины	Транспорт (Осовецкий, Меньшикова, 2008; Seleznev et al., 2021; Werbowski et al., 2021).
Битум	Строительные материалы (Осовецкий, Меньшикова, 2008).
Уголь	Бытовые отходы, Металлургия (Осовецкий, Меньшикова, 2008; Seleznev et al., 2021). Транспорт (Осовецкий, Меньшикова, 2008; Seleznev et al., 2021; Werbowski et al., 2021).

На основе полученных типов техногенных частиц предполагается, что в исследуемых городах преобладающими источниками поступления техногенных частиц являются строительные материалы и металлургическая промышленность (табл. 2).

Заключение

Исследования количества и состава техногенного материала в современных осадках городских территорий показывают, что в них содержится значительное количество техногенного материала, часть из которого потенциально опасна и токсична. Техногенные частицы, присутствующие в исследуемых городах отличаются по содержанию, типам и источникам. Основным источником можно считать строительные материалы, т. к. они наиболее подвержены переносу и разрушению.

Полученные результаты дополняют ранее полученные паттерны распределения техногенного материала в современных пыле-грязевых осадках крупных городов России.

Наименьшее содержание частиц техногенной фазы наблюдается в г. Качканар, а наибольшее в г. Серов.

Содержание частиц битума в городском осадке предположительно является индикатором уровня урбанизации и качества городской среды

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант РНФ № 24-17-200036) и Правительства Свердловской области (проект № 24–17-200036).

Литература

1. Будников П. П. Гранулированные доменные шлаки и шлаковые цементы / Отв. П. П. Будников, И. Л. Значко-Яворский. М. Изд-во: Промстройиздат. 1953. 223 с.
2. Ильинский Г. А. Диагностика шлиховых минералов. Методические указания к курсу шлихового анализа. Ленинград. 1991. 102 с.
3. Осовецкий Б. М., Природно-техногенные осадки / Отв. Б. М. Осовецкий, Е. А. Меньшикова; Федеральное агентство по образованию, ГОУВПО «Пермский гос. ун-т», ФГНУ «Естественнонаучный ин-т». Пермь. Изд-во: Пермский ун-т, 2006. 208 с.
4. Лесовик В. С. Техногенные продукты в производстве сухих строительных смесей: монография / Отв. В. С. Лесовик, Л. Х. Загороднюк, Л. Д. Шахова. Белгород. Изд-во: Белгородский гос. технологический ун-т (БГТУ) им. В. Г. Шухова, 2010. 168 с.
5. Руководство по контролю загрязнения атмосферы РД 52.04.186-89 / сайт: https://docs.cntd.ru/
6. Шаповалов Н. А., Загороднюк Л. Х., Тикунова И. В., Шекина А. Ю. Рациональные пути использования сталеплавильных шлаков // Фундаментальные исследования. 2013. № 1–2. Белгород: ООО Издательский дом «Академия естествознания» С. 439–443.
7. Magiera T. et al. Morphological and mineralogical forms of technogenic magnetic particles in industrial dusts // Atmospheric Environment. 2011. V. 45, No. 25. P. 4281–4290.
8. Seleznev A., Ilgasheva E., Yarmoshenko I., Malinovsky G. Coarse Technogenic Material in Urban Surface Deposited Sediments (USDS). Atmosphere 2021. V. 12. P. 754. https://doi.org/10.3390/ atmos12060754.
9. Seleznev A., Pankrushina E., Ilgasheva E. Do the contemporary urban surface sediments contain particles of microplastic? // AIP Conference Proceedings. AIP Publishing. 2020. V. 2313. No. 1.
10. Shchurenko N. M. Forest litters and diagnostics of the modern direction of technogenic processes in soils of Perm / N. M. Shchurenko, S. M. Gorokhova, A. A. Vasilev // Reflection of bio-, geo-, antropospheric interactions in soils and soil cover : Сборник материалов VII Междунар. научной конф., посвященной 90-летиюкафедры почвоведения и экологии почв ТГУ. Томск, 14–19 сентября 2020 г. Томск: Издат. Дом Томского государственного университета. 2020. С. 345–347.
11. Wawer M. Identification of Technogenic Magnetic Particles and Forms of Occurrence of Potentially Toxic Elements Present in Fly Ashes and Soil // Minerals. 2020. V. 10. P. 1066. https://doi.org/10.3390/min10121066.
12. Werbowski L., Gilbreath A., Munno K., Zhu X., Grbic J., Wu T., Sutton R., Sedlak M., Deshpande A., Rochman Ch. Urban Stormwater Runoff: A Major Pathway for Anthropogenic Particles, Black Rubbery Fragments, and Other Types of Microplastics to Urban Receiving Waters. ACS EST Water. 2021. No. 1. P. 1420–1428.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 91–99

Новое о минералогии Контозерского вулкано-плутонического комплекса (Кольский п-ов, Россия)

Забавчик Н. И., Михайлова Ю. А., Пахомовский Я. А.
Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, n.zabavchik@ksc.ru

Аннотация. К настоящему времени в породах Контозерского комплекса установлено 82 минеральных вида. Распределение по классам представлено следующим образом: сульфиды – 8 минеральных видов, оксиды – 13, карбонаты – 10, сульфаты – 1, галиды – 1, фосфаты – 3, силикаты – 46. Минеральное разнообразие пород комплекса в значительной степени определяется процессами вторичных изменений ранее образовавшихся минералов под воздействием (карбо)гидротермальных растворов. На примере представителей класса карбонатов показано, что из десяти минеральных видов по крайней мере два, сидерит и давсонит, являются вторичными. Давсонит образовался при разложении нефелина под воздействием CO_2 и воды, а сидерит кристаллизовался при взаимодействии CO_2 и железа, высвободившегося при изменении магнетита.

Ключевые слова: Кольская щелочная провинция, Контозерский вулкано-плутонический комплекс, минералогия, минеральное разнообразие, карбонатные минералы.

New information about the mineralogy of the Kontozero complex (Kola Peninsula, Russia)

Zabavchik N. I., Mikhailova J. A., Pakhomovsky Ya. A.
The Geological Institute of the Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences, Apatity, n.zabavchik@ksc.ru

Abstract. There are 83 mineral species have been identified in the rocks of the Kontozero Complex. The distribution of minerals by class is presented as follows: sulfides – 8, oxides – 13, carbonates – 10, sulfates and halides – 2, phosphates – 3, silicates – 46. The mineral diversity was largely influenced by the postmagmatic hydrothermal processes affected all the rocks of the complex. Using the example of a class of carbonates, it is shown the 10 identified species. 8 of them were formed at the postmagmatic stage: magnesite, siderite, ankerite, dawsonite, strontianite, baritocalcite, burbankite, bastnasite-(Ce) and ancylite-(Ce). Calcite and dolomite were formed both at the magmatic stage and at later stages. In confirmation, the paper presents examples of paragenesis of carbonate minerals with each other, as well as with late minerals from other classes; the morphology of the primary and late carbonates is demonstrated.

Keywords: Kontozero volcanoplutonic complex, Kola alkaline province, mineralogy, mineral diversity, carbonate minerals.

Введение

Кольская щелочная провинция (КЩП) занимает территорию площадью около 100 тыс. км^2 (Kramm et al., 1993), охватывая бóльшую часть Мурманской области, а также граничащие с ней районы Финляндии (Arzamastsev et al., 2001; Downes et al., 2005). В состав провинции входит более 20 щелочных массивов – от гигантских, таких как Хибинский и Ловозерский массивы, до более мелких (Ковдорский, Вуориярви, Африканда, Салмагорский и др.) (Кухаренко и др., 1965). Минералогия массивов КЩП богата и разнообразна, ее изучение было и остается актуальным направлением исследований. Необычные минеральные ассоциации, морфология и взаимоотношения индивидов и, конечно, новые минеральные виды, заставляют исследователей вновь и вновь возвращаться к этим уникальным объектам (Бонштедт и др., 1937; Хомяков, 1990; Пеков, 2001; Иванюк и др., 2002; Yakovenchuk et al., 2005).

Контозерский вулкано-плутонический комплекс (Арзамасцев и др., 1998; Bell, Rukhlov, 2004), входящий в состав Кольской щелочной провинции, расположен на северо-востоке Кольского полуострова, примерно в 60 км северо-восточнее Ловозерского массива. Его возраст, согласно $^{40}Ar/^{39}Ar$ датированию флогопита, составляет 371.7–388.7 млн лет (Балаганская и др., 2002). На протяже-

нии долгих лет Контозерский комплекс оставался фактически не исследованным, как из-за своей удаленности от инфраструктуры, так и из-за слабой обнаженности пород (Сапрыкина и др., 1978). Масштабные поисковые работы 60–70-х годов XX в. (Кириченко, 1962; Кириченко, 1970; Сапрыкина и др., 1978) позволили получить подробную информацию о геологическом строении объекта. Было установлено, что большую часть комплекса составляют осадочные, пирокластические и эффузивные породы, заполняющие кальдеру диаметром около 8 км (рис. 1). Полный разрез кальдеры разделяют на три толщи (снизу вверх): (1) терригенно-вулканогенную, представленную ультраосновными вулканитами – фоидитами и меймечитами (Забавчик и др., 2024), а также брекчиями, туфами и туффитами; (2) вулканогенную, сложенную щелочными базальтами, нефелинитами и фонолитами с прослоями туфов и туффитов; (3) карбонатно-терригенную, представленную чередованием карбонатитов и осадочных пород. Интрузивные породы распространены по периферии кальдеры (рис.1): пироксениты и габбро-пироксениты расположены на северо-востоке и юго-востоке комплекса, а щелочные и нефелиновые сиениты образуют дугообразную полосу вдоль северо-западного контакта пород кальдеры с вмещающими архейскими гнейсами. Жерловый комплекс образует штокообразное тело и расположен в центральной части кальдеры. Все породы Контозерского комплекса, как отмечали и предыдущие исследователи (Сапрыкина и др., 1978), подверглись интенсивной и разнообразной метасоматической переработке: они карбонатизированы, амфиболизированы, цеолитизированы и др.

Многие предшествующие работы не акцентировали внимания на минеральном разнообразии, часто определялись только группы минералов, например, амфибол, гранат и др. (Сапрыкина и др., 1978; MacBride, 2005). К началу наших исследований, наиболее полный список минералов был получен при изучении пород методом рентгеновской порошковой дифракции и насчитывал чуть более 20 минеральных видов (Kozlov et al., 2020). Существующие современные методы исследования вещества (сканирующая электронная микроскопия, рентгеноструктурный анализ, спектроскопия ком-

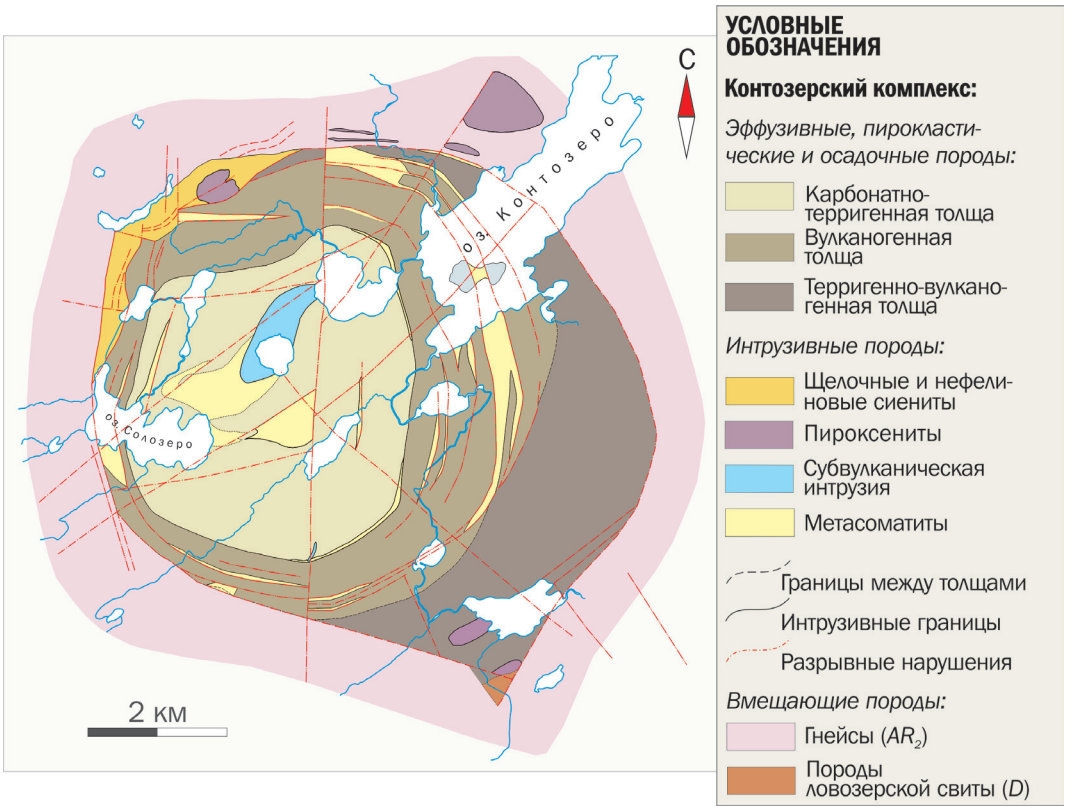


Рис 1. Геологическая схема Контозерского вулкано-плутонического комплекса по (Сапрыкина и др., 1978 с упрощениями)

Fig. 1. Simplified geological scheme of the Kontozero complex after (Saprykina et al., 1978)

бинационного рассеяния и др) позволили существенно расширить список обнаруженных здесь минералов. В предлагаемой статье представлен краткий обзор минералогии Контозерского комплекса и сделан вывод о некоторых причинах выявленного минерального разнообразия.

Материалы и методы

Материалами для исследования стали: 1 – каменный материал, собранный в ходе полевых работ 2022 года Забавчик Н. И.; 2 – образцы, предоставленные Калачевым В. Ю. (собраны в 2007 г.); 3 – керн скв. № 6, пробуренной Ловозерской ГРП в 1970–1972 гг. и скв. № 7, пробуренной при поисковых работах на апатит Мурманской геологоразведочной экспедицией (Сапрыкина и др., 1978). Из перечисленных образцов были изготовлены плоско-полированные препараты общим количеством 116 штук.

Для макроскопических исследований использован стереомикроскоп Motic (Motic, Китай), для микроскопических – оптический микроскоп Axioplan 2 (Carl Zeiss, Германия). Диагностика минералов, определение их химического состава, изучение взаимоотношений между минералами выполнено в Геологическом институте КНЦ РАН (ГИ КНЦ РАН) на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) LEO-1450 (Carl Zeiss Microscopy, Германия), оснащенном рентгеновской энергодисперсионной системой AZtec с детектором ULTIM MAX 100 (OXFORD Instruments, Великобритания). Результаты химического анализа минералов получены при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе электронного зонда 1.5–2.0 нА.

Рентгеноструктурная диагностика минералов проведена в ГИ КНЦ РАН по порошковым рентгенограммам, полученным фотометодом на УРС-55 (Буревестник, Россия), камера РКД 114.6 мм, 40 kV, 16 mA, Fe-излучение.

Диагностика минералов методом спектроскопии комбинационного рассеяния выполнена на спектрометре EnSpectr R532 (ООО «Спектр-М», ИФТТ РАН, Черноголовка, Россия), совмещенном с оптическим микроскопом Olympus BX-43 в Горном институте КНЦ РАН. Параметры съемки: длина волны 532 нм, мощность составляла 40 % от максимальной (18 мВт), диаметр лазерного луча около 2 мкм, диапазон регистрации 150–4000 $см^{-1}$, спектральное разрешение 5–8 $см^{-1}$, объектив микроскопа 100× (NA 0.8), время экспозиции – 1000 миллисекунд, число повторений – 150, ошибка определения величины рамановского сдвига не превышала ±1 $см^{-1}$.

Результаты и обсуждение

В данной работе минералы Контозерского комплекса будут представлены в соответствии с классами: сульфиды и сульфосоли, оксиды, карбонаты, сульфаты, галиды, фосфаты и силикаты.

Сульфиды – относительно немногочисленный класс минералов Контозерского комплекса, представленный сфалеритом (наиболее широко распространен), пиритом, пирротином, пентландитом, миллеритом, а также халькозином, кобальтпентландитом и полидимитом. Все представленные минералы обнаружены в брекчиях и метасоматитах, реже в карбонатитовых и силикатно-карбонатных туфах. Сфалерит и пирит, помимо прочего, были также найдены в карбонатитах и нефелиновых сиенитах.

Оксиды относительно сульфидов более многочисленны и широко распространены. Например, минералы надргруппы шпинели, ильменит и анатаз встречаются во всех породах комплекса. Нашими предыдущими исследованиями (Михайлова и др., 2024) было установлено, что шпинелиды представлены не только магнетитом, как описывалось ранее (Сапрыкина и др., 1978; Арзамасцев, Петровский, 2012; Kozlov et al., 2020), но также хромитом, ульвошпинелью, магнезиоферритом, маггемитом и титаномаггемитом. Другие минералы из класса оксидов встречаются реже: в нефелиновых сиенитах и фонолитах, брекчиях и туфах различного состава, а также метасоматитах можно встретить гетит и гематит, кальциртит, перовскит и минералы группы пирохлора.

Карбонаты распространены повсеместно, преобладают два основных ряда: кальцита (кальцит, магнезит, сидерит) и доломита (доломит, анкерит). Кальцит – главный карбонатный минерал, представлен двумя генерациями: магматический (ранний) присутствует в меймечитах в виде глобулей. Гидротермальный (поздний) кальцит слагает многочисленные ветвящиеся прожилки, секу-

щие все виды пород; он также широко распространен в метасоматитах. Доломит встречен во всех типах пород, но в наибольшем количестве встречается в карбонатитах и карбонатитовых туфах. Часто доломит, вместе с сидеритом и анкеритом, входит в состав зональных выделений. Менее распространены стронцианит и баритокальцит. Стронцианит – минерал преимущественно карбонатитов и карбонатитовых туфов, реже обнаруживается в нефелиновых сиенитах и фонолитах, брекчиях. Баритокальцит встречается в брекчиях и редко – в карбонатитах и их туфах. Давсонит – вторичный минерал, развивающийся по нефелину. Бурбанкит, анкилит-(Ce) и бастнезит-(Ce) – единственные редкоземельные карбонатные минералы, которые установлены нами в породах комплекса. Бурбанкит отмечен в силикатно-карбонатных туфах и метасоматитах скважины №6, а анкилит-(Ce) и бастнезит-(Ce) встречены в нефелиновых сиенитах.

Сульфаты и галиды в породах Контозерского комплекса имеют по одному представителю: барит и флюорит. Барит встречается преимущественно в породах карбонатно-терригенной толщи (карбонатитах и карбонатитовых туфах), а также в метасоматитах и в брекчиях различного состава. Флюорит распространен очень ограниченно и был обнаружен в осадочных породах – алевролитах.

Среди фосфатов самыми распространенным является фторапатит с широкими вариациями состава. Минерал присутствует во всех типах пород. В нефелиновых сиенитах, метасоматитах и брекчиях присутствуют ортофосфаты редкоземельных элементов – рабдофан-(Ce) и монацит-(Ce).

Силикаты – самый наполненный различными минералами класс. В подкласс островных силикатов входят: форстерит, циркон, титанит, лампрофиллит и минералы надгруппы граната (андрадит и гроссуляр). Форстерит – породообразующий минерал меймечитов, где образует вкрапленики, слагающие до 40 % объема породы. В фоидитах вкрапленники форстерита редки и часто нацело замещены срастаниями диопсида и магнетита. Циркон – акцессорный минерал фонолитов и нефелиновых сиенитов, также обнаружен в метасоматитах. Титанит широко распространен в фонолитах и нефелиновых сиенитах, реже его можно наблюдать как второстепенный минерал в меймечитах и фоидитах, единичные находки отмечены в базальтах. Лампрофиллит – редкий минерал фонолитов. Гранаты характерны для метасоматитов, в меньшей степени – силикатно-карбонатных туфов и фоидитов.

Каркасные силикаты представлены полевыми шпатами (альбит, микроклин), фельдшпатоидами (канкринитом, содалитом, нефелином), а также цеолитами (натролитом и гармотомом). Полевые шпаты в качестве породообразующих минералов присутствуют практически во всех типах пород, кроме вулканитов терригенно-вулканогенной толщи. Нефелин – главный минерал нефелиновых сиенитов и фонолитов, второстепенный – в фоидитах. Содалит, канкринит и натролит – вторичные минералы, развивающиеся по нефелину. Гармотом является редким и поздним минералом, он был отмечен в силикатно-карбонатных туфах и в одном образце нефелинового сиенита.

Минералы подкласса слоистых силикатов представлены серпентином, хлоритом, тальком, а также слюдами: флогопитом, аннитом, гидробиотитом и мусковитом. Серпентин, тальк и хлорит – вторичные минералы, образующиеся при изменении вкрапленников форстерита. Слюды распространены очень широко. Минералы ряда флогопит-аннит можно встретить как в роли породообразующих минералов в ультраосновных породах терригенно-вулканогенной толщи, так и в качестве второстепенных в нефелиновых сиенитах и фонолитах, метасоматитах и, конечно, туфах и брекчиях. Мусковит распространен меньше и находится преимущественно в нефелиновых сиенитах и фонолитах, где замещает фельдшпатоиды.

Основными представителями цепочечных силикатов являются клинопироксены: диопсид, эгирин-авгит, эгирин и наталиит. В меймечитах диопсид является главным минералом основной мелкозернистой массы, а в фоидитах образует вкрапленники. Зональные кристаллы с диопсидовым ядром и краевой зоной, соответствующей эгирину, характерны для фонолитов (Забавчик и др., 2023). Наталиит – редкий ванадиевый пироксен, обнаружен в керне скважины № 6, пересекающей породы карбонатно-терригенной толщи. Еще одним представителем цепочечных силикатов является пектолит. Он представлен единичными находками в нефелиновых сиенитах.

Ленточные силикаты – это прежде всего амфиболы. На данный момент установлено 18 минеральных видов, относящихся к кальциевым (эденит, магнезиогастингсит, актинолит, паргасит), натрий-кальциевым (ферри-катофорит, ферро-ферри-катофорит, калий-ферри-катофорит, ферривинчит, рихтерит, феррорихтерит) и натриевым разностям (магнезиорибекит, магнезиоарфведсонит, рибекит, арфведсонит, магнезиофторарфведсонит, калиймагнезиоарфведсонит), а также феррообертиит и феррикерсутит, относящиеся к оксоамфиболам.

Таким образом, относительно небольшой и плохо обнаженный Контозерский комплекс по минеральному разнообразию оказался сопоставим с такими массивами Кольской щелочной провинции как Вуориярви или Африканда, где к настоящему времени установлено 92 и 62 минеральных вида, соответственно. Важно отметить, что многие минералы Контозерского комплекса образовались в результате переработки ранее образовавшихся пород под воздействием гидротермальных растворов, т. е. являются вторичными.

Например, к настоящему времени в породах комплекса установлено шесть минералов надгруппы шпинели: кроме ранее известного здесь магнетита, нами обнаружены хромит, ульвошпинель, магнезиоферрит, маггемит и титаномаггемит (Михайлова и др., 2024). Таким разнообразием шпинелиды обязаны поздним гидротермальным процессам: первично магматическими минералами являются магнетит, хромит, ульвошпинель и магнезиоферрит, а маггемит и титаномаггемит образовались в результате низкотемпературного окисления магнетита и ульвошпинели. Титаномаггемит, в свою очередь, разлагался с образованием кайм гематита и мельчайших зерен анатаза.

Другой пример – разнообразие карбонатов. Первичный магматический кальцит образует глобули в меймечитах (рис. 2 а), присутствует в качестве акцессорного минерала в основной мелкозернистой массе фоидитов, а также, вместе с доломитом, слагает лейсты в кальцитовых и кальцит-доломитовых лавах карбонатно-терригенной толщи (рис. 2 б).

Сидерит и магнезит – вторичные минералы. Они, как правило, образуют зональные (состав зон: магнезит – обогащенный железом магнезит – сидерит) выделения в тесной ассоциации с резорбированными зернами магнетита (рис. 3 а). Источником железа для образования сидерита и железосодержащего магнезита, наиболее вероятно, являлся именно магнетит. Он трансформировался в маггемит, высвобождая часть железа (O'Reilly, 1983; Ge et al., 2014; Huang et al., 2023). По периферии измененного магнетита кристаллизовались обогащенный железом магнезит и сидерит.

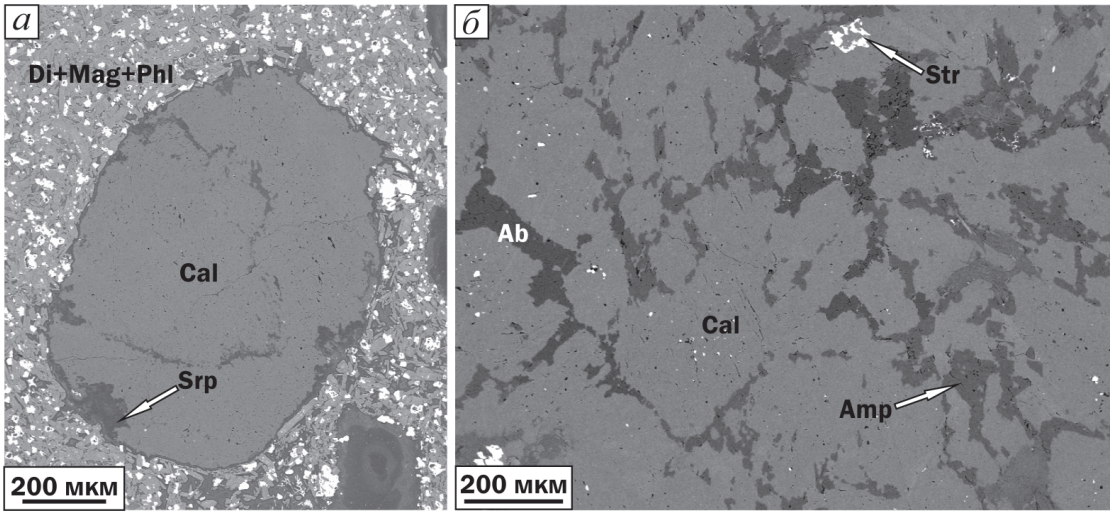


Рис. 2. Морфология магматического кальцита: а – кальцитовые глобули в меймечите (терригенно-вулканогенная толща; обр. КТ-30/1-1); б – лейсты кальцита в лаве (карбонатно-терригенная толща; обр. КТ-6/726.2). Cal-кальцит; Str-стронцианит; Di-диопсид; Mag-магнетит; Phl-флогопит; Srp-серпентин; Amp-амфибол; Ab-альбит. Изображения в обратно-рассеянных электронах

Fig. 2. Morphology of igneous calcite: a – calcite ocelli in meimechite (sample КТ-30/1-1); b – calcite laths in lava (sample КТ-6/726.2). Cal-calcite; Str-strontianite; Di-diopside; Mag-magnetite; Phl-phlogopite; Srp-serpentine; Amp-amphibole; Ab-albite. BSE-images

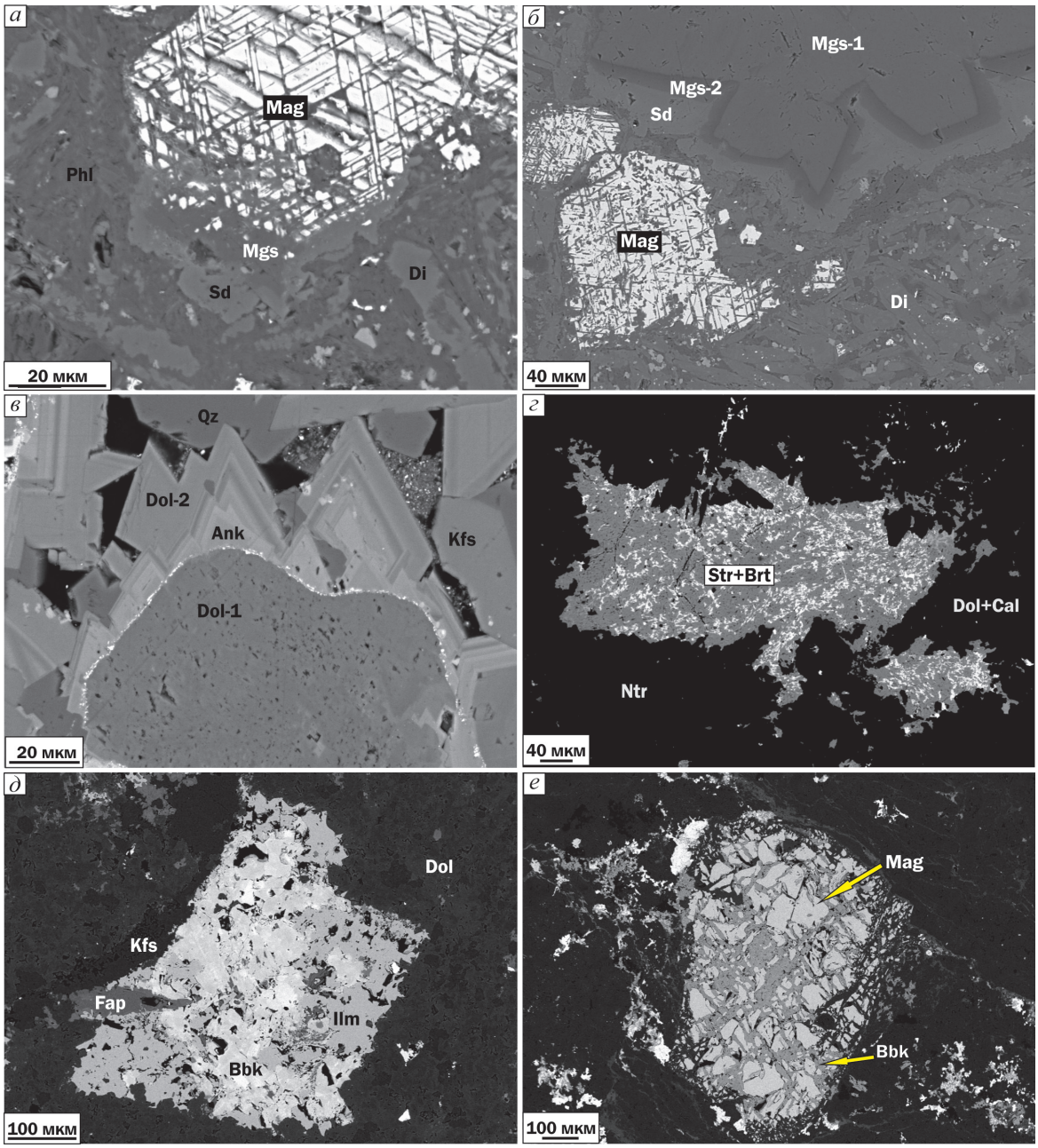


Рис. 3. Морфология и минеральные ассоциации карбонатных минералов: а – магнезит и сидерит в краевой части разрушенного кристалла магнетита (обр. КТ-6/1-1); б – выделения карбонатных минералов различных по содержанию железа (обр. КТ-6/1-1); в – зональные выделения анкерита и доломита (обр. КТ-36/3); г – ассоциация стронцианита и барита, в окружении натролита, кальцита и доломита (обр. КТ-2/2); д – псевдоморфоза, выполненная бурбанкитом, ильменитом и фторапатитом (обр. 6/781,8); е – бурбанкит, заполняющий трещины в резорбированном кристалле магнетита (обр. КТ-6-726,1). Sd – сидерит, Mgs – магнезит, Dol – доломит; Ank – анкерит; Str – стронцианит; Bbk – бурбанкит; Cal – кальцит; Brt – барит; Di – диопсид; Fap – фторапатит; Ilm – ильменит; Kfs – калиевый полевой шпат; Mag – магнетит; Ntr -натролит; Phl – флогопит; Qz – кварц. Изображения в обратно-рассеянных электронах

Fig. 3. Morphology and mineral associations of carbonate minerals: a – magnesite and siderite in the extreme part of the destroyed magnetite crystal (sample KT-6/1-1); b – carbonate minerals with different iron content (sample KT-6/1-1); c – zonal secretions of ankerite and dolomite (sample KT-36/3); g – association of strontianite and barite surrounded by natrolite, calcite and dolomite (sample KT-2/2); e – pseudomorphosis of burbankite, ilmenite and fluorapatite (sample KT-6/781.8); e – burbankite filling cracks in a resorbed magnetite crystal (sample KT-6-726.1). Sd – siderite, Mgs – magnesite, Dol – dolomite; Ank – ankerite; Str – strontianite; Bbk – burbankite; Cal – calcite; Brt – barite; Di – diopside; Fap – fluorapatite; Ilm – ilmenite; Kfs – potassium feldspar; Mag – magnetite; Ntr -natrolite; Phl – phlogopite; Qz – quartz. BSE-images

В интенсивно переработанных гидротермальными растворами брекчиях часто можно наблюдать гнезда, состоящие из хорошо образованных зональных кристаллов карбонатов (рис. 3 б). Одно из наиболее распространенных сочетаний – это доломит-анкерит или доломит-анкерит-сидерит. Иногда наблюдаются кристаллы анкерита, рост которых приурочен к границе с доломитом, вероятно более ранней генерации (рис. 3 в). При этом первичный магнетит в составе обломков силикатных пород в брекчиях резорбирован и маггемитизирован. Источником железа для кристаллизации железосодержащих карбонатов в таких гнездах также мог быть магнетит.

Появление карбоната натрия и алюминия, давсонита $NaAl(OH)_2CO_3$, в нефелиновых сиенитах, вероятно, связано с разложением нефелина под воздействием (карбо)гидротермальных растворов. Исследователи связывают образование давсонита с гидротермальной деятельностью, связанной с вулканическими эпизодами, так и с взаимодействием карбонатных растворов с нефелином исходных отложений (Smith, Milton, 1966). В породах Контозерского комплекса давсонит обычно находится в тесной ассоциации с натролитом и мусковитом, которые образуются при изменении нефелина, а также альбитом. Предполагается (Hellevang et al., 2014), что давсонит может образовываться при разложении альбита согласно реакции $NaAlSi_3O_8 + CO_2 + H_2O = NaAl(OH)_2CO_3 + 3SiO_2$, но также возможна реакция образования давсонита при реакции нефелина с диоксидом углерода и водой: $NaAlSiO_4 + CO_2 + H_2O = NaAl(OH)_2CO_3 + SiO_2$.

Стронцианит и баритокальцит – первичные минералы, кристаллизующиеся на гидротермальной стадии. Для стронцианита характерны срастания с баритом в окружении натролита, кальцита и доломита (рис. 3 г), баритокальцит также ассоциирует с баритом и, вероятно, шортитом (?) в окружении доломита, калиевого полевого шпата и альбита. Также баритокальцит обнаружен в качестве включений в крупных кристаллах фторапатита.

Бурбанкит в природе широко развит в карбонатитах, также может образовываться в гидротермальных условиях, либо, как например в Хибинском и Мурунском массивах, быть приуроченным к специфическим пектолитовым метасоматитам (Беловицкая, Пеков, 2004). В породах Контозерского комплекса бурбанкит образует ассоциацию с ильменитом и фторапатитом, вместе они слагают псевдоморфозы по неустановленному первичному минералу (рис. 3 д), также отмечается бурбанкит, заполняющий трещины в разрушенном кристалле магнетита (рис. 3 е).

Анкилит-(Ce) является типичным гидротермальным минералом. В Хибинском массиве анкилит описан как продукт гидротермальной переработки редкоземельного апатита или ринколита (Семёнов, Казакова, 1961). Также существует мнение, что в системе богатой натрием и углекислотой и наличии стронциево-редкоземельной минерализации, при понижении температуры и щелочности, анкилит приходит на смену минералам группы бурбанкита (Беловицкая, 2002).

Заключение

Минералогия Контозерского палеовулканического комплекса весьма обширна и разнообразна: на данный момент насчитывается 82 минеральных вида, из них к сульфидам и сульфосолям относятся 8 минералов, к оксидам – 13, к карбонатам – 10, к сульфатам – 1, галидам – 1, к фосфатам – 3 и к силикатам 46 минералов. Минеральное разнообразие пород Контозерского комплекса в значительной степени определяется процессами вторичных изменений ранее образовавшихся минералов под воздействием (карбо)гидротермальных растворов. Например, из шести минералов надгруппы шпинели два, маггемит и титаномаггемит, являются вторичными; из десяти карбонатов, по крайней мере два, сидерит и давсонит, имеют вторичное происхождение. Вероятно, к вторичным карбонатам относятся также бурбанкит и анкилит-(Ce).

Благодарности

Автор выражает благодарность Калачёву Виктору Юрьевичу за предоставленный в безвозмездное пользование каменный материал из Контозерского комплекса, а также Компанченко Алёне Аркадьевне за помощь в определении минеральных видов методом спектроскопии комбинационного рассеяния.

Работа выполнена в рамках темы FMEZ-2024-0008.

Литература

1. Арзамасцев А. А., Арзамасцева Л. В., Беляцкий Б. В. Щелочной вулканизм инициального этапа палеозойской тектоно-магматической активизации северо-востока Фенноскандии: геохимические особенности и петрологические следствия // Петрология. 1998. Т. 6, № 3. С. 316–336.
2. Арзамасцев А. А., Петровский М. Н. Alkaline volcanism in the Kola Peninsula, Russia: Paleozoic Khibiny, Lovozero and Kontozero calderas // Вестник МГТУ. 2012. Т. 15, № 2. С. 277–279.
3. Балаганская Е. Г., Тиммерман М. Я., Лиферович Р. П. Кирнарский Ю. М. $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирование флогопита из фоскорита Контозерского комплекса, Кольская щелочная карбонатитовая провинция, Балтийский щит // Геохимия магматических пород. М. Изд-во: ГЕОХИ. 2002. С. 16–17.
4. Беловицкая Ю. В. Минералогия и особенности кристаллохимии карбонатов семейств бербанкита и анкилита: автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук: 25.00.05. М.: МГУ им. М. В. Ломоносова. 2002. 25 с.
5. Беловицкая Ю. В., Пеков И. В. Генетическая минералогия группы бербанкита // Новые данные о минералах. Вып. 39. М. Изд-во: Минерал. музей им. А. Е. Ферсмана РАН, 2004. С. 51–65.
6. Бонштедт Э. М., Борнеман-Старынкевич И. Д., Влодавец Н. И., Воробьева О. А., Герасимовский В. И., Гуткова Н. Н., Каган Б. И., Костылева Е. Е., Куплетский Б. М., Лабунцов А. Н., Ферсман А. Е., Чирвинский П. Н. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.-Л. Изд-во: АН СССР, 1937. 531 с.
7. Забавчик Н. И., Пахомовский Я. А., Михайлова Ю. А. Петрохимическая характеристика фонолитов Контозерского комплекса и их сравнение с нефелиновыми сиенитами Кольской щелочной провинции // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии: Материалы XXXIV Молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти член-корреспондента АН СССР К. О. Кратца и академика РАН Ф. П. Митрофанова (Санкт-Петербург, 2–6 октября 2023 г.) [Электронный ресурс]. СПб: Свое издательство, 2023. С. 84–88. ISBN 978-5-4386-2315-1.
8. Забавчик Н. И., Михайлова Ю. А., Пахомовский Я. А. Минеральные ассоциации пород терригенно-вулканогенной толщи Контозерского комплекса (Кольский полуостров) // Записки Российского минералогического общества. 2024. № 5. С. 77–110.
9. Иванюк Г. Ю., Яковенчук В. Н., Пахомовский Я. А. Ковдор. Апатиты. Изд-во: Минералы Лапландии. 2002. 326 С. ISBN 5-900395-41-3.
10. Кириченко Л. А. Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострова. Л. Изд-во: Недра, 1970. 110 с.
11. Кириченко Л. А. О палеозойских осадочных и эффузивных породах Кольского полуострова // Матер. по геологии и полезн. ископаемым Северо-Запада РСФСР. Л. Изд-во: Гостоптехиздат, 1962. С. 27–44.
12. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М. Изд-во: Недра, 1965. 772 с.
13. Михайлова Ю. А., Забавчик Н. И., Пахомовский Я. А. Минералы оксигруппы шпинели в породах Контозерского комплекса (Кольский полуостров) // Записки Российского минералогического общества. 2024. № 6. С. 94–121.
14. Пеков И. В. Ловозерский массив: история исследования, пегматиты, минералы. М. Изд-во: Творческое объединение Земля. 2001. 464 с.
15. 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.
16. Семенов Е. И., Казакова М. Е. Анкилит в щелочных пегматитах Кольского полуострова // Труды минералогического музея им. Ферсмана. 1961. Вып. 11. С. 196–198.
17. Хомяков А. П. Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород. М. Изд-во: Наука. 1990. 195 с.
18. Arzamastsev A. A., Glaznev V. N., Arzamastseva L. V., Bea F., Montero P. Kola alkaline province in the Paleozoic: evaluation of primary mantle magma composition and magma generation conditions // Russian Journal of Earth Sciences. 2001. V. 3, No. 1. P. 1–32. https://doi.org/10.2205/2001ES000054.
19. Ge K., Williams W., Liu Q., Yu Y. Effects of the core-shell structure on the magnetic properties of partially oxidized magnetite grains: Experimental and micromagnetic investigations // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2014. V. 5, No. 5. P. 2021–2038.
20. Bell K., Rukhlov A. S. Carbonatites from the Kola Alkaline Province: origin, evolution and source characteristics // Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: The Key Example of the Kola Alkaline Province / F. Wall, A. N. Zaitsev (Eds.). London: Mineralogical Society of Great Britain and Ireland. 2004. P. 433–468. https://doi.org/10.1180/mss.10.13.
21. Downes H., Balaganskaya E., Beard A., Liferovich R., Demaiffe D. Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: A review // Lithos. 2005. V. 85, No. 1–4. P. 48–75. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.020.

22. Hellevang H., Aagaard P., Jahren J. Will dawsonite form during CO2 storage? // Greenhouse Gases: Science and Technology. 2014. V. 4, No. 2. P. 191–199.
23. Huang W., Niu S., Dekkers M. J., Lippert P. C., Bilardello D., Solheid P., Zhang B., Dupont-Nivet G., van Hinsbergen D. J. J., Ding L. Remagnetization under hydrothermal alteration of South Tibetan Paleocene lavas: Maghemitization, hematization, and grain size reduction of (titano) magnetite // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2023. V. 128, No. 3. P. 1–26.
24. Kozlov E., Fomina E., Khvorov P. Factor analysis of XRF and XRPD data on the example of the rocks of the Kontozero carbonatite complex (NW Russia). Part II: Geological interpretation // Crystals. 2020. V. 10, No. 10. P. 873.
25. Kramm U. Mantle components of carbonatites from the Kola Alkaline Province, Russia and Finland: A Nd–Sr study // European Journal of Mineralogy. 1993. V. 5, No. 5. P. 985–990. https://doi.org/10.1127/ejm/5/5/0985.
26. MacBride L.M. A comparative study of the petrology, mineralogy and geochemistry of kimberlite-like and carbonatitic rocks from kontozero (Kola peninsula, Russia) and bona fide kimberlites. Manitoba. Department of Geological Sciences. 2005. 364 P.
27. O'Reilly W. The identification of titanomaghemites: model mechanisms for the maghemitization and inversion processes and their magnetic consequences // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1983. V. 31, No. 1. P. 65–76.
28. Smith J. W., Milton C. Dawsonite in the Green River Formation of Colorado. Economic Geology. 1966. V. 61, No. 6. P. 1029–1042. doi: https://doi.org/10.2113/gsecongeo.61.6.1029.
29. Yakovenchuk V. N., Ivanyuk G. Yu., Pakhomovsky Ya. A., Men'shikov Yu. P. Khibiny. Laplandia Minerals, Apatity, Russia. 2005. 472 P. ISBN 5–900395–48–0.

Снегогрязевая пульпа как объект для получения геоэкологической информации об урбанизированной территории

Иванчукова Н. В. [1, 2], **Селезнев А. А.** [1, 2], **Шевченко А. В.** [1, 2]

[1] *Уральский федеральный университет им. первого Президента России Б. Н. Ельцина, Екатеринбург, ivanchukova.natali@gmail.com*

[2] *Институт промышленной экологии УрО РАН, Екатеринбург, sandrian@rambler.ru*

Аннотация. Проведено поисковое исследование, направленное на разработку метода оценки экологического состояния малых и средних по численности населения городов в холодный период года. В качестве геоэкологического индикатора используется снегорязевая пульпа (СГП). Исследование проводилось на территориях трех городов Свердловской области: Алапаевск, Качканар и Серов. Программа исследования включала полевые, лабораторные и аналитические работы. Оценивался суммарный показатель загрязнения СГП. В качестве условной фоновой концентрации использовались: минимальная концентрация элемента в снеге в городе, минимальная концентрация элемента в СГП в городе, ПДК вод водных объектов, концентрация элемента в снеге в точке пробоотбора. По результатам исследования получены различные оценки загрязнения городов. Наиболее оптимальными подходами к оценке могут быть те, которые учитывают локальные процессы миграции и накопления загрязнения природно-антропогенного характера. Такие условия обеспечиваются использованием при расчете суммарного показателя загрязнения в качестве условной фоновой концентрации снега на площадке опробования СГП и минимальной концентрации элементов в СГП в выборке в городе.

Ключевые слова: экологический мониторинг, урбанизированная среда, снег, снегогрязевая пульпа, тяжелые металлы.

Snow-dirt sludge as an object for obtaining information on an urban environment

Ivanchukova N. V. [1, 2], **Seleznev A. A.** [1, 2], **Shevchenko A. V.** [1, 2]

[1] *Ural Federal University named after the first President of Russia B.N.Yeltsin, Ekaterinburg, ivanchukova.natali@gmail.com*

[2] *Institute of Industrial Ecology UB RAS, Ekaterinburg, sandrian@rambler.ru*

Abstract. An exploratory study was conducted to develop an approach for assessment the environmental state of small and medium-sized cities during the cold period of the year. Snow-dirt sludge (SDS) was used as a geoindicator. The research was carried out in three cities of the Sverdlovsk region: Alapayevsk, Kachkanar, and Serov. The research program included field, laboratory, and analytical stages. The total pollution index was assessed for SDS. The various types of the background reference concentrations were used in the current study: the minimal concentration of an element in snow in the city, the minimal concentration of an element in SDS in the city, the maximum permissible concentration of elements in water bodies, and the concentration of an element in snow at the SDS sampling site. According to results of the study, the different assessments of pollution of the towns were obtained. The most suitable methods for assessment of pollution degree were those which take into account local processes of migration and accumulation of pollution of natural and anthropogenic origin. Such conditions are ensured by using the concentration of snow at the SDS sampling site and the minimum concentration of elements in SDS in the sample in the city as the reference background concentration to calculate the total pollution index.

Keywords: environmental monitoring, urban area, snow, snow-dirt sludge, heavy metals.

Введение

В малых и средних по численности населения городах России проживает треть населения страны и сосредоточены основные производства. Однако, у жителей подобных городов нет полной и общедоступной информации об экологическом состоянии территории, на которой они живут, так как полноценный государственный мониторинг состояния окружающей среды не проводится

по различным причинам[1]. Для решения данной проблемы и получения информации о состоянии окружающей среды можно использовать современные инновационные методы мониторинга с использованием депонирующих сред.

Мониторинг снежного покрова охватывает характеристики выпавших осадков с даты появления первого снега, может дать понимание о состоянии атмосферного воздуха. Метод является относительно дешевым и информативным для оценки загрязнения от выбросов промышленных предприятий и автотранспорта в зимний период. Снег обладает высокой сорбционной способностью и является носителем не только влажных, но и сухих выпадений, поэтому дает объективную оценку всех атмосферных загрязнений за зимний период. СГП также может быть подходящим объектом для мониторинга, так как представляет собой смесь выпавших осадков с материалом современных поверхностных депонированных наносов (дорожной и тротуарной пылью) (Seleznev et al., 2019, 2024). СГП накапливает в себе твердые вещества и атмосферные выпадения с момента образования снежного покрова.

Целью исследования была разработка и опробование метода мониторинга малых и средних по численности населения городов с использованием СГП в качестве индикатора экологического состояния среды. Основные задачи исследования:

– отбор проб снега и СГП в жилых зонах;

– определение физико-химических свойств и содержания элементов в водорастворимой фазе (Pb, Mn, Ni, Cu, Zn, Co, Fe);

– расчет суммарного показателя загрязнения и выбор оптимального способа оценки загрязнения территории.

Характеристика исследуемых городов

Исследование проводилось в трех городах Свердловской области, два из которых (Алапаевск и Качканар) относятся к малым по численности населения, один город (Серов) среднему. Алапаевск и Качканар расположены на территории Среднего Урала, Серов – в южной части Северного Урала. Города различаются по своей специализации. В Алапаевске основные отрасли промышленности – машиностроение, сельское хозяйство, деревообработка. По индексу загрязнения почвы, Алапаевск относят к опасной категории (Касимов, Власов, 2018). В Качканаре располагается действующий горно-обогатительный комбинат «ЕВРАЗ КГОК». В Качканаре индекс загрязнения почв достигает 19 единиц, что соответствует допустимому уровню загрязнения (Россман, Королёва, 2016; Меньшикова и др., 2019). Для Серова основной отраслью является металлургия. Суммарный показатель загрязнения почв равен 10 единицам, что также соответствует допустимому уровню[2].

Программа исследования

Сеть опробования составлялась с учетом подходов, описанных в Приказе Министерства природных ресурсов и экологии РФ № 524 от 30 июля 2020 г. Отбор проб проводился в холодный период 2024 г. во время максимального снегонакопления. В каждом из исследуемых городов отбиралось 20 проб: по 10 проб снега и СГП на селитебных территориях с многоэтажной и малоэтажной жилой застройкой.

Отбор проб снега проводился пробоотборным устройством на всю глубину снежного покрова согласно методике, определенной Руководством по контролю загрязнения атмосферы РД 52.04.186-89. При необходимости из отобранной пробы удалялись физические загрязнения (мусор, трава). Отбор проб СГП производился лопатой.

---

[1] ФГБУ «Уральское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды». Текст : электронный // URL: http://svgimet.ru/?page_id=181 (дата обращения: 10.10.2024).

[2] Анализ качества почвы на территории г. Серова и Серовского района по данным контроля за 2022 г. Текст : электронный // URL: https://xn--112-hddo8cng.xn--p1ai/novosti/informatsiya-ot-rospotrebnadzora/analiz-kachestva-pochvy-na-territorii-g-serova-i-serovskogo-rajona-po-dannym-kontrolya-za-2022-god/ (дата обращения: 28.05.2024).

Проба снега с территории с многоэтажной застройкой отбиралась внутри квартала из ненарушенного снежного покрова на газоне. Проба СГП с территории многоэтажной застройки отбиралась внутри квартала с тротуаров и проездов. На территориях с малоэтажной застройкой пробы снега собирались с газонов, пробы СГП – с дороги.

Пробы хранились при минусовой температуре в закрытых контейнерах. Затем пробы оттаивали при комнатной температуре. После оттаивания замерялись: объем пробы, температура, pH и Eh. После пробы фильтровали через заранее промытые и высушенные бумажные фильтры «синяя лента» с размером пор 2 мкм.

Оценка степени загрязнения

Для оценки степени загрязнения территории был произведен расчет суммарного показателя загрязнения Z_c:

$$Z_c = \sum_{i=1}^{n} K_{c_i} - (n-1),$$

где – коэффициент концентрации химического элемента ($K_{c_i} = \frac{C_i}{C_{\text{ус.фон}\,i}}$, , C_i – концентрация элемента в пробе, $C_{\text{ус.фон}\,i}$ – концентрация элемента в условном фоновом объекте), n – количество элементов. Показатель Z_c рассчитывался для каждой пробы СГП. В расчет брались элементы, содержание которых в пробе было выше содержания в условной фоновой пробе на 20 %. В табл. 1 показаны условные фоновые объекты, на которых происходило тестирование подхода к оценке степени загрязнения территорий городов. В качестве одной из фоновых концентраций использовались ПДК элементов для поверхностных вод согласно СанПиН 1.2.3685-21 «Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания». Оценивалась доля проб в разных категориях загрязнения по Z_c. Полученные в разных подходах доли проб сравнивались между собой.

Таблица 1. Условная фоновая концентрация
Table 1. Reference background concentrationРезультаты и обсуждение

Номер объекта	Условная фоновая концентрация
1	Минимальная концентрация элемента в снеге в городе
2	ПДК вод
3	Концентрация элемента в снеге в точке пробоотбора
4	Минимальная концентрация элемента в СГП в городе

Результаты и обсуждение

Для проверки предложенного метода использован стандартный набор индикаторов загрязнения городской среды – тяжелых металлов, для которых установлены нормативы их содержания в окружающей среде. Эти загрязнители широко распространены в городских районах. После проведения анализов были получены следующие результаты.

Характеристика проб

Кислотность сред: из проб СГП 5 обладают нейтральной средой (16 %), 17 проб – слабощелочной (57 %), а 8 проб щелочной (27 %), по пробам снега также 17 проб слабощелочных (57 %), 8 проб – нейтральных (27 %) и 5 проб щелочных (16 %). По городам получены следующие распределения:

– Алапаевск – 5 проб снега с нейтральной средой (25 %), 10 слабощелочных проб (50 %) (по 5 проб на снег и СГП), и 5 щелочных проб СГП (25 %);

– Качканар – 8 проб с нейтральной средой (40 %) (5 проб СГП и 3 пробы снега), 11 слабощелочных проб (55 %) (4 пробы СГП и 7 проб снега), 1 щелочная проба СГП (5 %);

– Серов – нет проб с нейтральной средой, 13 слабощелочных проб (65 %) (8 проб СГП и 5 проб снега), 7 щелочных проб (35 %) (2 пробы СГП и 5 проб снега).

Если рассматривать все 60 проб в совокупности, то 56 % процентов от всех проб являются слабощелочными, по 22 % на нейтральные и щелочные пробы.

В результате фильтрования на фильтрах оставались взвешенные вещества, средняя масса которых для проб снега и СГП для каждого из городов представлена ниже:

– из снега в г. Алапаевске 0.09 г, с проб СГП 0.12 г;

– из снега в г. Качканаре 0.54 г, с проб СГП 0.50 г;

– из снега в г. Серове 0.20 г, с проб СГП 0.3 г.

Наибольшая масса взвешенных веществ в Качканаре может объясняться тем, что в городе находится действующий ГОК, что напрямую влияет на содержание пыли в пробах.

Концентрации металлов выше ПДК по СанПиН 1.2.3685-21 получены:

– в 27 пробах снега (90 %) и 29 пробах СГП (97 %) для Pb,

– в 26 пробах снега (87 %) и 29 пробах СГП (97 %) для Mn,

– в 16 пробах снега (54 %) и 28 пробах СГП (94 %) для Ni,

– в 26 пробах снега (87 %) и 28 пробах СГП (94 %) для Cu,

– в 27 пробах снега (90 %) и 28 пробах СГП (94 %) для Zn,

– в 4 (14 %) пробах снега и 23 пробах СГП (77 %) для Co,

– в 7 пробах снега (23 %) и 26 пробах СГП (87 %) для Fe.

Число проб с содержанием металлов выше ПДК в СГП значительно выше, чем в снеге. Это может быть обусловлено тем, что загрязнители в водорастворимой фазе остались на поверхности после теплого сезона. При этом концентрация загрязняющих веществ в СГП представляет собой сумму атмосферных выпадений и оставшихся загрязнителей после теплого периода.

Оценка Zc

В табл. 2–5 показаны распределения проб СГП, относящихся к разным категориям загрязнения по Z_c в зависимости от применения разных объектов условного фона.

Таблица 2. Распределение проб, относящихся к разным категориям загрязнения по Z_c (условный фон – ПДК)

Table 2. Distribution of samples belonging to different pollution categories by Z_c (reference background concentration – maximum permissible concentration)

Город	Условная фоновая концентрация	Число проб (%) в категории загрязнения по Z_c		
		Допустимая	Умеренно опасная	Опасная
Алапаевск	ПДК	100	0	0
Качканар		100	0	0
Серов		100	0	0

Таблица 3. Распределение проб, относящихся к разным категориям загрязнения по Z_c (условный фон – минимальная концентрация элемента в снеге в городе)

Table 3. Distribution of samples belonging to different pollution categories by Z_c (reference background concentration – minimum concentration of element in snow in the city)

Город	Условная фоновая концентрация	Категория		
		Допустимая	Умеренно опасная	Опасная
Алапаевск	Минимальная концентрация элемента в снеге в городе	90 %	10 %	0 %
Качканар		80 %	10 %	10 %
Серов		100 %	0 %	0 %

Для оценки уровня загрязнения окружающей среды критически важно тщательно выбирать фоновые значения концентраций. Неприемлемо использовать ПДК природных вод в качестве фоновых концентраций, поскольку они не имеют прямой связи с конкретной территорией, на которой осуществляется оценка. Фон должен отражать естественный уровень загрязнения в данной эко-

системе. Выбор фоновых значений является ключевым этапом в процессе экологического мониторинга, поскольку от него зависит точность и достоверность проведенных исследований. В данном исследовании помимо ПДК в качестве фона было рассмотрено еще три способа. Так как ПДК значительно выше фона, то способ оценки загрязнения территории с этим условным фоном позволяет получить допустимую категорию загрязнения для СГП в исследуемых городах. Использование в качестве условного фона минимальной концентрации загрязняющего вещества в образцах СГП для города дает возможность оценить уровень загрязнения городской зоны, отличающийся от предыдущего метода оценки, но при этом более близкий к «реальным» условиям.

Таблица 4. Распределение проб, относящихся к разным категориям загрязнения по Z_c (условный фон – минимальная концентрация элемента в СГП в городе)

Table 4. Distribution of samples belonging to different pollution categories by Z_c (reference background concentration – minimum concentration of element in SDS in the city)

Город	Показатель	Категория		
		Допустимая	Умеренно опасная	Опасная
Алапаевск	Минимальная концентрация элемента в СГП в городе	50 %	20 %	30 %
Качканар		50 %	40 %	10 %
Серов		20 %	70 %	10 %

Таблица 5. Распределение проб, относящихся к разным категориям загрязнения по Z_c (условный фон –концентрация элемента в снеге в точке пробоотбора)

Table 5. Distribution of samples belonging to different pollution categories by Z_c (reference background concentration –concentration of element in snow at the sampling site)

Город	Показатель	Категория		
		Допустимая	Умеренно опасная	Опасная
Алапаевск	Концентрация элемента в снеге в точке пробоотбора	80 %	20 %	0 %
Качканар		60 %	30 %	10 %
Серов		60 %	30 %	10 %

При использовании минимальной концентрации элемента в СГП в городе и концентрации элемента в снеге в точке пробоотбора в качестве фона для СГП значительная часть образцов относится к умеренно опасной и допустимой категориям. По-видимому, подходы учитывают локальное загрязнение и загрязнение от неточечных источников в городской среде.

Заключение

Результаты проведенного поискового исследования позволили оценить экологическое состояние городов с использованием четырех различных подходов. Наиболее эффективными подходами, отражающим локальные процессы миграции и накопления загрязняющих веществ природно-антропогенного происхождения на исследуемой территории, могут быть: подход, в котором снег на площадке отбора СГП используется в качестве условного фона для СГП, а также подход, в котором в качестве условной фоновой концентрации элемента используется минимальная концентрация элемента в СГП в городе. Для корректной оценки, основанной на данных о СГП, необходимо учитывать характеристики нетронутого снежного покрова. Исследование подтвердило, что СГП может рассматриваться как самостоятельный компонент окружающей среды, позволяющий оценивать экологическое состояние городской среды, геоиндикатор.

Благодарности

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-17-20036, https://rscf.ru/project/24-17-20036/, и при поддержке Правительства Свердловской области (проект № 24-17-20036).

Литература

1. Касимов Н. С., Власов Д. В. Тяжелые металлы и металлоиды в почвах российских городов (по данным ежегодных докладов Росгидромета) // Вестник Московского университета. 2018. Серия: География. № 3. С. 14–22.
2. Меньшикова Е. А., Блинов С. М., Караваева Т. И. Состояние окружающей среды в районе Качканарского ГОКа и направления достижения эколого-экономического баланса природопользования: сб. трудов конференции Сергеевские чтения. Пермь. Изд-во: Пермский государственный национальный исследовательский университет, 2019. С. 76–80.
3. Россман Г. И., Королева Н. Л. Прогнозная оценка степени заболеваемости населения от экологического воздействия объектов минерально-сырьевого комплекса // Разведка и охрана недр. 2016. № 6. С. 51–59.
4. Seleznev A., Yarmoshenko I., Malinovsky G., Ilgasheva E., Baglaeva E. Snow-dirt sludge as an indicator of environmental and sedimentation processes in the urban environment // Scientific Reports. 2019. V. 9 (1), 17241. https://doi.org/10.1038/s41598-019-53793-z.
5. Seleznev A., Shevchenko A., Malinovsky G., Ivanchukova N., GlukhovV. Assessment of the Total Amount of Surface Deposited Sediments in Small Towns // Urban Science. 2024. V. 8, No. 4. P. 178. https://doi.org/10.3390/urbansci8040178.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 106–114

Процессы замещения минералов серебра и меди в рудах Оленинского золото-серебряного месторождения (пояс Колмозеро-Воронья)

Калинин А. А., **Савченко Е. Э.**
Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, a.kalinin@ksc.ru; ye.savchenko@ksc.ru

Аннотация. Процессы замещения самородного серебра и халькопирита наложенными минералами на Оленинском месторождении отмечены в наиболее поздних метасоматических образованиях – в кварцевых метасоматитах, Самородное серебро и халькопирит замещаются мелкозернистым агрегатом акантита и гессита (в том числе серосодержащего), а интерстиции между зернами сульфидов и теллуридов серебра выполнены кварцем и «горчичным серебром». Установлено три вида «горчичного серебра»: 1 – с кислородными соединениями Al, Ag, Pb, P, As, Fe, S, Sb, Te; 2 – с кислородными соединениями, галогенидами (Cl, Br) серебра и с углеродистым веществом; 3 – серебро только с галогенами хлором и бромом, без кислорода и углерода. Впоследствии по рассматриваемым агрегатам развивалась кайма позднего акантита, а вокруг зерен халькопирита – каймы, состоящие из акантита и ковеллина. Предполагается формирование минерализации сульфидов и теллуридов серебра в гипогенных условиях при дефиците кислорода при участии восстановленных растворов, богатых хлором и теллуром.

Ключевые слова: пояс Колмозеро-Воронья, Оленинское золото-серебряное месторождение, самородное серебро, акантит, гессит, халькопирит.

Replacement of silver and copper minerals in the Oleninskoe gold-silver deposit

Kalinin A. A., **Savchenko Ye. E.**
Geological Institute, Kola science Centre, Russian Academy of Sciences

Abstract. In the Oleninskoe deposit, secondary minerals form after native silver and chalcopyrite in quartz metasomatic rocks. Native silver and chalcopyrite are replaced by hessite, sulfur-rich hessite, and acanthite, which form fine-grained aggregates. Interstitions in the aggregates are filled with quartz and “mustard silver” (silver analogue of mustard gold). Three main kinds of mustard silver are distinguished: 1 – gold and silver with oxides of Fe, Pb, Sb, and other metals; 2 – gold and silver with oxides, halogenides (O, Ag, Sb, Au, Br, Cl, S, ±Fe, As), and carbonaceous matter (C); 3 – gold and silver with halogenides (Cl, Br). Later the aggregates of silver sulfides and tellurides were rimmed with late acanthite, and chalcopyrite grains – with acanthite-covellite intergrowths. Secondary sulfides and tellurides, «mustard silver” formed after silver and chalcopyrite under hypogenic conditions, with low-temperature reduced chloride hydrothermal solutions, rich in tellurium.

Keywords: Kolmozero-Voronya greenstone belt, Oleninsloe gold-silver deposit, native silver, acanthite, hessite, chalcopyrite.

Введение

Золото-серебряное месторождение Оленинское расположено в северо-западной части Воронье-Колмозерского зеленокаменного пояса. Детально геологическое строение месторождения описано в (Галкин, 2006; Калинин и др., 2021 б и др.). Данное месторождение рассматривается как эпитермальное метаморфизованное: оно представляет собой часть архейской Пеллапахк-Оленинской порфирово-эпитермальной системы, которая включает также медно-молибден-порфировое рудопроявление Пеллапахк (Калинин и др., 2021 а, б; Kalinin, Kudryashov, 2021).

Как было показано ранее (Калинин и др., 2021 а, б; Kalinin, Kudryashov, 2021 и др.), минерализация серебра на месторождении контролируется участками развития наиболее поздних метасоматических образований – турмалин-арсенопирит-кварцевых и кварцевых метасоматитов (рис. 1). Турмалин-арсенопирит-кварцевые метасоматиты наложены на скарноиды, биотитовые и мусковит-альбит-кварцевые метасоматиты в зонах контакта силлов гранит-порфиров с вмещающими изме-

ненными амфиболитами. Кварцевые метасоматиты проявлены локально и образуют эллипсоидальной формы обособления в мусковит-альбит-кварцевых метасоматитах по гранит-порфирам (рис. 1).

В турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах серебро встречается преимущественно в сплавах с золотом и в соединениях с сурьмой – в виде сульфосолей с Pb и Cu и дискразита. Для кварцевых метасоматитов характерны серебро самородное и серебро в сплавах с золотом, сульфиды (акантит) и теллуриды (гессит, кервеллеит) серебра (Калинин и др., 2021 б).

Породы месторождения были регионально метаморфизованы дважды (в неоархее и в палеопротерозое) в условиях нижней части амфиболитовой фации, и прорваны секущими жилами редкометалльных (Li-Cs) пегматитов. Как результат длительной многостадийной истории образования и преобразования руд месторождения в составе минерализации сформировались несколько генераций главных сульфидов (три генерации у арсенопирита, пирротина, халькопирита, две у сфалерита – Калинин и др., 2021 б), а также образовался комплекс поздних, наложенных минералов, которые рассматриваются в настоящей статье.

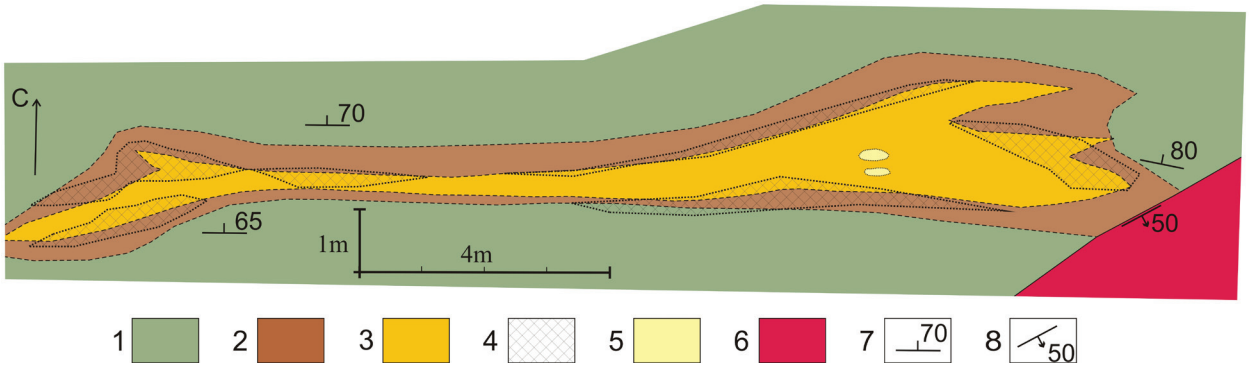


Рис. 1. Схема зональности метасоматических пород в одной из рудных линз месторождения Оленинское по результатам документации полотна канавы: 1 – слабоизмененные и диопсидизированные амфиболиты; 2 – биотитизированные амфиболиты и биотит-плагиоклаз-кварцевые породы; 3 – мусковит-альбит-кварцевые метасоматиты; 4 – турмалин-арсенопирит-кварцевые метасоматиты; 5 – кварцевые метасоматиты; 6 – пегматиты; 7 – сланцеватость пород; 8 – контакт пегматитовой жилы

Fig. 1. Scheme of zoning in one of ore lenses in the Oleninskoe deposit, logging of the trench: 1 – unaltered amphibolite and diopside metasomatite; 2 – biotite metasomatite after amphibolite; 3 – quartz-albite-muscovite metasomatite; 4 – quartz-arsenopyrite-tourmaline metasomatite; 5 – quartz metasomatite; 6 – pegmatite vein; 7 – schistosity of the rocks; 8 – pegmatite vein contact

Материалы и методы исследований

Материал для исследований собран авторами в ходе полевых работ в северо-западной части Воронье-Колмозерского зеленокаменного пояса в 2023 и 2017 гг. Коллекция включает протолочные пробы горных пород, отобранные из коренных пород в обнажениях и поверхностных горных выработках, образцы и сколки на шлифы и аншлифы, а также материал из керна скважин, пробуренных компаниями Блэк Фокс и Воронья Минералз. Из шлиховых концентратов протолочных проб и проб перекрывающих рудоносные породы рыхлых отложений были изготовлены искусственные аншлифы.

Исследования фазовой и внутрифазовой неоднородности минеральных индивидов, изучение химического состава минералов осуществлялось методами оптической и электронной микроскопии в Лаборатории физических исследований пород руд и минералов в ГИ КНЦ РАН (зав. лабораторией канд. геол.-минерал. наук Е. А. Селиванова).

Минералогические и петрографические исследования были выполнены с помощью оптического микроскопа Axioplan, снабженного блоком видеорегистрации, в отраженном и проходящем поляризованном свете. Химический анализ (или оценка состава при малых размерах зёрен) минералов проводился при помощи энергодисперсионного рентгеновского спектрометра UltimMax-100

(Oxford Instruments), установленного на сканирующем электронном микроскопе LEO-1450 (Carl Zeiss) в программе AZtec. Параметры работы прибора следующие: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток электронного зонда 2 нА, время накопления спектров 50–100 сек. При анализе сульфидов и интерметаллидов были использованы следующие аналитические линии (и эталонные вещества): PbMα и TeLα (PbTe) (иногда для TeLα использовался HgTe), BiMα и SeLα (Bi_2Se_3), AsKα (InAs), AgLα (металл), AuMα (металл), FeKα и SKα (пирит) (иногда для анализа FeKα использовался гематит, а для SKα – целестин), NiKα (металл), CoKα (металл), CuKα (металл), ZnKα (сфалерит), BrKα (KBr), ClKα (атакамит), CdLα (металл или CdSe), SbLα (металл), CKα (кальцит), OKα (кварц), MgKα (форстерит), AlKα ($Y_3Al_5O_{12}$), SiKα (волластонит), PKα (апатит), ClKα (атакамит), KKα (ортоклаз), CrKα (хромит), BrKα (KBr).

Результаты исследований

Состав рудной минерализации в кварцевых метасоматитах отличается от других метасоматических пород месторождения тем, что здесь снижается содержание главных сульфидов арсенопирита и пирротина, а также галенита, сфалерита, сульфосолей Ag, Pb, Cu, но несколько возрастает содержание халькопирита и минералов ряда золото-серебро, появляются пирит, теллуриды серебра гессит и кервеллеит. Минералы ряда золото-серебро представлены высокосеребряными членами ряда (менее 40 мас. % золота), многие зерна следует классифицировать как самородное серебро (до 10 мас. % Au). Халькопирит в кварцевых метасоматитах относится к поздней генерации и часто содержит примесь серебра.

Зерна самородного серебра замещаются мелкозернистым агрегатом, в состав которого кроме серебра входят сульфид серебра акантит, теллурид серебра гессит (рис. 2).

Размер зерен минералов в таких агрегатах меньше 10 мкм, зерна гессита гипидиоморфные округлые, других минералов – ксеноморфные. Пространство между зернами сульфидов и теллуридов серебра выполнено кварцем и ультратонкозернистым материалом, состоящим из самородного серебра, кислородсодержащих соединений разных элементов, хлоридов серебра, углеродистого вещества (рис. 2, 3). По аналогии с горчичным золотом это образование можно назвать «горчичным серебром».

Таблица 1. Химический состав «горчичного серебра» из месторождения Оленинского, в % атомных количеств

Table 1. Chemical composition of «mustard silver», at. %

Элемент	С кислородными соединениями			С углеродистым веществом				С хлоридами		
C	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	38.6	51.8	54.8	53.1	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
O	49.2	41.5	54.8	16.8	16.0	16.5	12.9	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Mg	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Al	н.п.о.	н.п.о.	0.9	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Si	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
P	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
S	1.5	3.7	4.6	2.3	1.7	1.0	0.8	н.п.о.	н.п.о.	0.7
K	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Cl	1.7	1.5	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.4	0.4	24.1	25.4	20.4
Cr	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Fe	8.4	6.3	12.1	н.п.о.	0.1	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.4
As	2.2	1.6	4.2	0.3	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.9	1.1
Br	н.п.о.	0.4	н.п.о.	0.6	0.5	1.6	4.6	н.п.о.	1.3	0.5
Ag	17.1	28.9	14.2	39.4	28.1	24.0	26.3	75.9	72.4	77.0
Sb	2.2	1.8	0.6	1.2	1.0	0.9	1.3	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Te	9.8	7.3	0.7	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Au	5.0	5.2	3.1	0.9	0.8	0.9	0.8	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Pb	2.7	1.8	4.8	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.

Примечание: н.п.о. – содержание ниже предела обнаружения элемента.

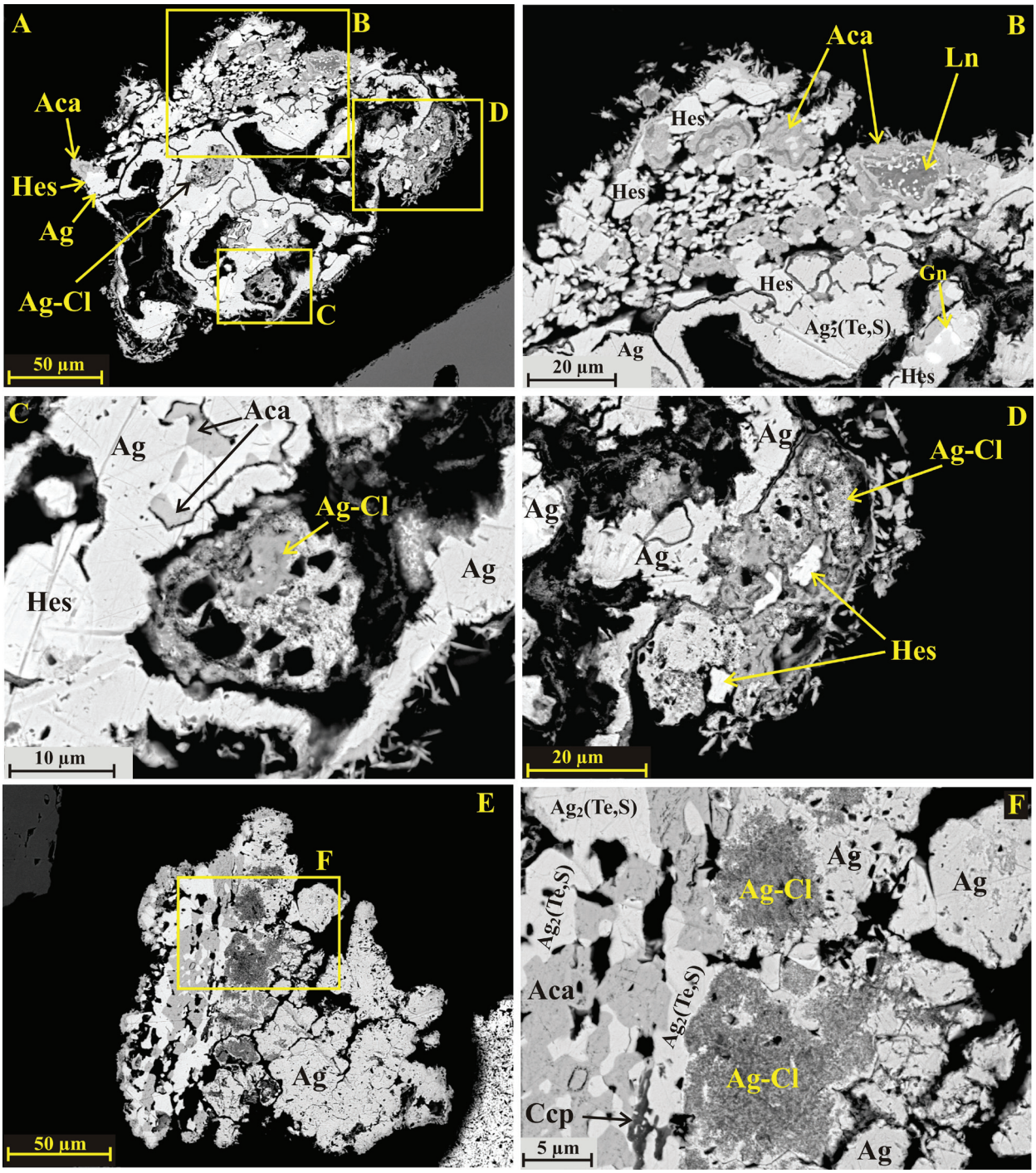


Рис. 2. Замещение самородного серебра агрегатом акантита, гессита и «горчичного серебра». Фотографии в обратно-рассеянных электронах: Aca – акантит; Ccp – халькопирит; Hes – гессит; Ln – ленаит

Fig. 2. Replacement of native silver with acanthite-hessite-«mustard silver»: aggregate. BSE images: Aca – acanthite; Ccp – chalcopyrite; Hes – hessite; Ln – lenaite

«Горчичное серебро» установлено трех разных видов. Это может быть серебро в смеси с кислородными соединениями Al, Ag, Pb, P, As, Fe, S, Sb, Te (элементы перечислены в порядке уменьшения атомных количеств). Кроме того, выявлено серебро в смеси с кислородными соединениями Sb, Au, S, Fe, As, с галогенидами (Br, Cl) серебра и с углеродом (C). Содержание углерода в этом типе «горчичного серебра» составляет до 50 ат. %, а отношение C/O в атомных процентах составляет от 2 до 5 (табл. 1). Из этого можно сделать вывод. что углерод находится в форме углеродистого вещества, а не карбонатов. Отмечено также «горчичное серебро» с галогенами хлором и бромом,

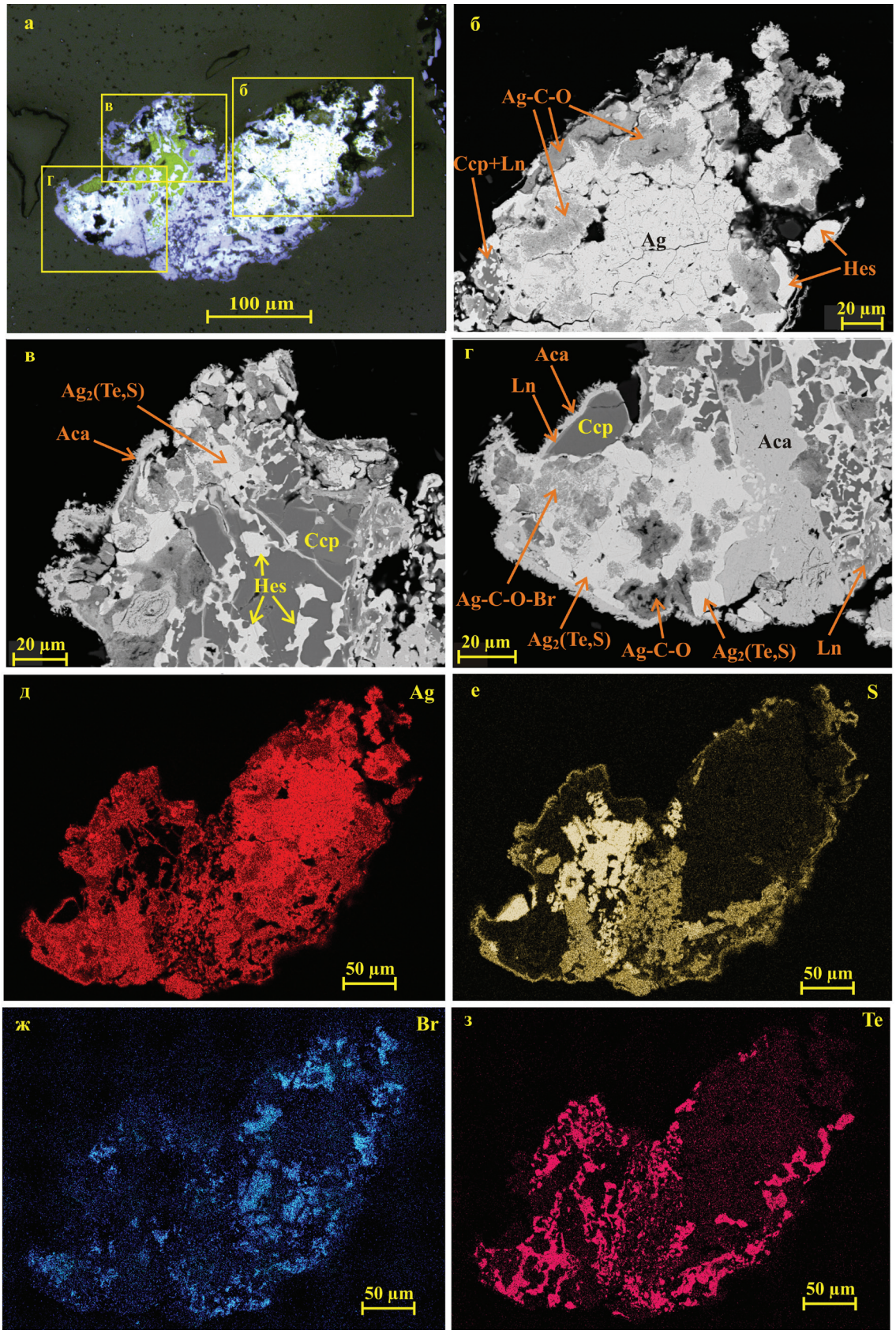


Рис. 3. Развитие агрегата акантита, гессита, серосодержащего гессита и «горчичного серебра» по самородному серебру и халькопириту: а–г – изображения в обратно-рассеянных электронах; д–з – в характеристических лучах Ag, S, Br и Te. Aca – акантит; Ccp – халькопирит; Hes – гессит; Ln – ленаит

Fig. 3. Substitution of native silver with acanthite, hessite, sulfur-rich hessite and «mustard silver»: a–г – BSE-images; д–з – images in characteristic rays of Ag, S, Br, and Te. Aca – acanthite; Ccp – chalcopyrite; Hes – hessite; Ln – lenaite

без кислорода – (Ag, Cl, Br, ± As, Fe, S). Отношение серебра к сумме галогенов Ag/(Cl+Br) примерно 3/1 (в ат. %), это отношение позволяет оценит примерные доли самородного серебра и хлоридов в составе «горчичного серебра».

В отдельно взятом мелкозернистом агрегате присутствует «горчичное серебро» только одного типа, хотя соотношение элементов в разных его выделениях в пределах данного агрегата изменяется.

Такие же мелкозернистые агрегаты, состоящие из самородного серебра, акантита, гессита, серосодержащего гессита и «горчичного серебра», развиваются по серебросодержащему халькопириту, находящемуся в срастании с самородным серебром (рис. 3), и по отдельным зернам этого минерала (рис. 4).

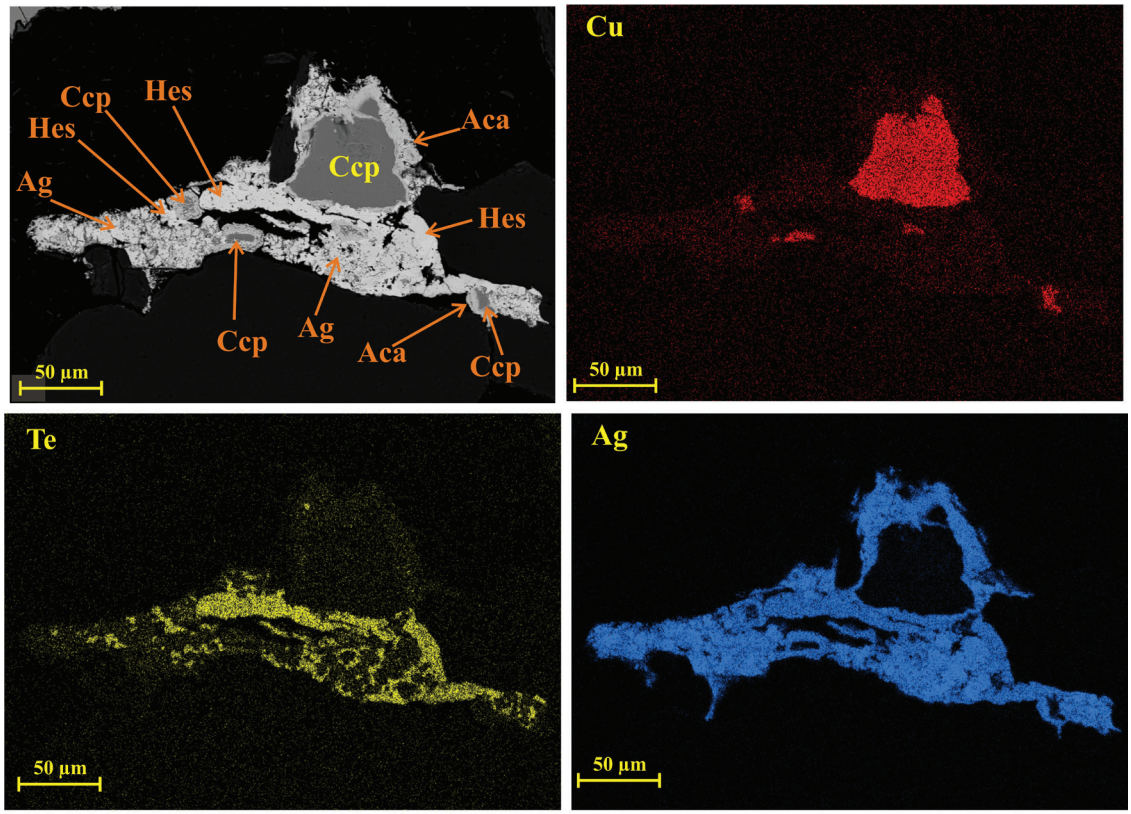


Рис. 4. Развитие агрегата акантита, гессита и «горчичного серебра» по халькопириту: изображение в обратнорассеянных электронах и в характеристических лучах Cu, Te, Ag; Aca – акантит; Ccp – халькопирит; Hes – гессит
Fig. 4. Substitution of chalcopyrite with acanthite, hessite, sulfur-rich hessite and «mustard silver»: BSE-image and images in characteristic rays of Cu, Te, Ag; Aca – acanthite; Ccp – chalcopyrite; Hes – hessite; Ln – lenaite

В последнем случае в составе агрегата не отмечено «горчичное серебро». Следует отметить, что в некоторых сохранившихся выделениях халькопирита на границе с акантитом развивается кайма ленаита, в редких случаях ленаит замещает халькопирит полностью (рис. 3, 4).

На изображениях описываемого мелкозернистого агрегата гессита, акантита, самородного серебра, халькопирита и «горчичного серебра, в частности, на изображениях в характеристических лучах серы (рис. 3), видно, что акантит образует также тонкую кайму вокруг всего полиминерального агрегата. Предположительно, это поздняя генерация акантита.

Другой тип изменения халькопирита – замещение его зерен акантитом и ковеллином в виде каймы, представляющей собой срастания названных минералов: пластинки ковеллина занимают разноориентированное положение в акантите. При этом по рядом расположенному зерну галенита также развивается кайма акантита, но без ковеллина (рис. 5).

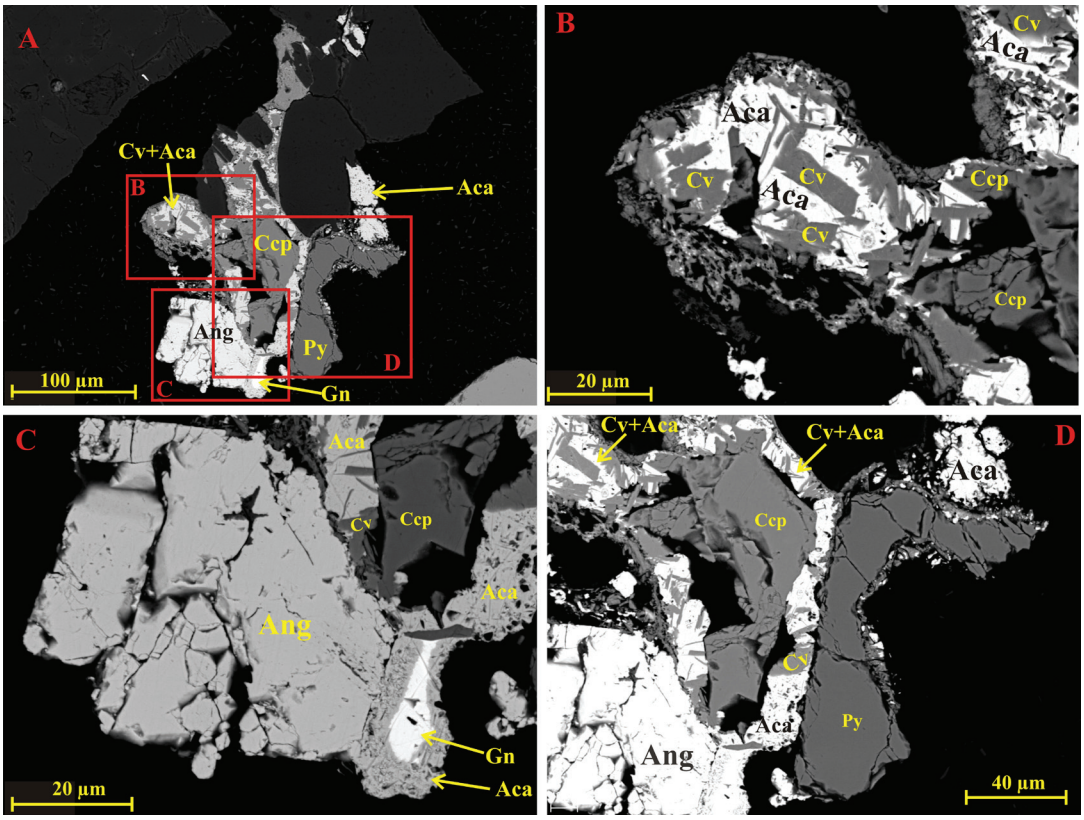


Рис. 5. Развитие акантита и ковеллина по халькопириту. Изображения в обратно-рассеянных электронах: Aca – акантит; Ang – англезит; Ccp – халькопирит; Cv – ковеллин; Gn – галенит; Py – пирит

Fig. 5. Substitution of chalcopyrite with acanthite, hessite, sulfur-rich hessite and «mustard silver». BSE-image and images in characteristic rays of Cu, Te, Ag; Aca – acanthite; Ccp – chalcopyrite; Hes – hessite; Ln – lenaite

Замещающий халькопирит ковеллин тоже обогащен серебром, содержание серебра в нем достигает 3 мас. % (табл. 2).

Как процесс изменения халькопирита можно упомянуть еще его замещение минеральной фазой, обогащенной серой и серебром, существенно обедненной железом по сравнению со стехиометрическим халькопиритом (рис. 6, табл. 2). Сходный процесс изменения широко проявлен на месторождении у пирротина и выражен в замещении его марказитом, но для халькопирита подобное замещения отмечено здесь впервые. Новообразованный сульфид меди и железа имеет тонкую кайму ковеллина (рис. 6).

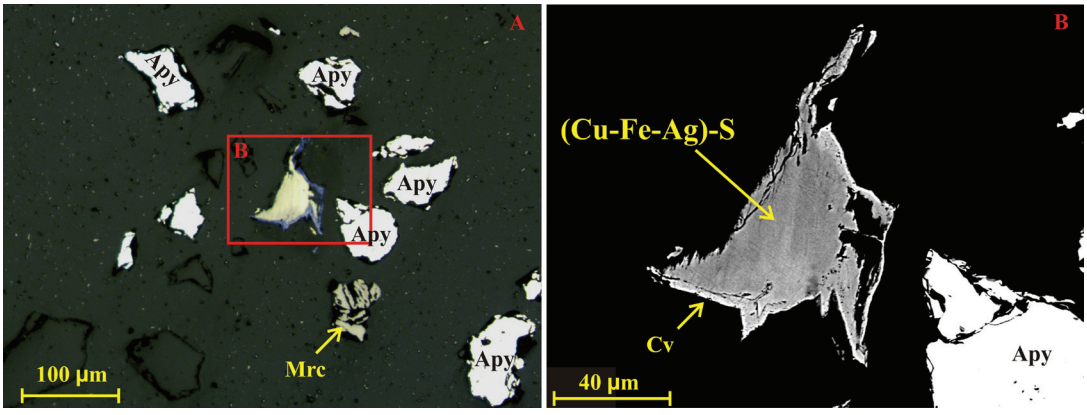


Рис. 6. Измененный халькопирит с каймой ковеллина. Фото аншлифа и изображение в обратно-рассеянных электронах: Apy – арсенопирит; Cv – ковеллин; Mrc – марказит

Fig. 6. Altered chalcopyrite with covellite rim. Epoxy polished section photo and BSE-image: Apy – arsenopyrite; Cv – covellite; Mrc – marcasite

Таблица 2. Химический состав гессита, акантита, ковеллина, халькопиритов и ленаита из кварцевых метасоматитов месторождения Оленинского, мас. %

Table 2. Chemical composition of hessite, acanthite, covellite, chalcopyrite, and lenaite from quartz metasomatite of the Oleninskoe deposit, mas. %

Элемент	Гессит				Акантит				Ковеллин		Халькопирит	Халькопирит измененный	Ленаит
S	н.п.о.	1.45	2.16	4.79	5.14	13.65	11.61	11.56	13.01	30.84	32.53	33.32	32.78	38.45	35.02	25.56
Fe	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.67	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.36	0.55	0.75	30.01	29.95	16.29	9.86	23.66
Co	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.85	н.п.о.	н.п.о.
Ni	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.51	н.п.о.	н.п.о.
Cu	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	60.49	64.81	34.56	34.16	35.35	45.52	6.47
Br	0.12	н.п.о.	0.11	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.57	2.11	2.14	8.55	7.62	42.38
Ag	62.93	63.84	65.73	66.75	71.52	70.16	84.32	87.20	88.44	86.63	7.11	0.57	2.14	8.55	7.62	42.38
Te	36.47	36.93	33.14	31.39	23.43	24.03	2.04	1.20	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	1.51
Pb	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.26	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Сумма	99.52	100.77	100.43	100.30	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.00	98.65	100.00	99.04	100.00	98.01	99.57
Коэффициенты формул минералов																
S			0.15	0.22	0.45	0.48	1.04	0.92	1.00	0.97	0.99	1.96	1.94	2.23	2.13	1.85
Fe						0.04			0.02	0.01	0.01	1.00	1.01	0.54	0.35	0.98
Co														0.03		
Ni														0.02		
Cu										0.95	0.99	1.00	1.01	1.04	1.39	0.23
Br	0.01		0.00													
Ag	2.01	2.01	2.00	1.99	1.99	1.93	1.92	2.06	2.08	1.98	0.07	0.01	0.04	0.04	0.15	0.14	0.91
Te	0.98	0.99	0.85	0.79	0.55	0.56	0.04	0.02								0.03
Pb					0.01											

Примечание. Коэффициенты формул минералов рассчитаны на два атома для ковеллина, на три атома для гессита и акантита, на 4 атома для халькопирита и ленаита. Н.п.о. – ниже порога обнаружения.

Обсуждение результатов и выводы

Замещение самородного серебра и халькопирита гесситом, акантитом, горчичным серебром, по всей вероятности, проходило в гипогенных условиях. Сам факт формирования минерализации сульфидов и теллуридов при весьмо ограниченном развитии кислородсодержащих фаз говорит об образовании в условиях дефицита кислорода, то есть не в коре выветривания.

Самородное серебро и халькопирит (их отдельные зерна и сростки) в кварцевых метасоматитах замещаются мелкозернистым агрегатом акантита и гессита (в том числе серосодержащего), а интерстиции между зернами сульфидов и теллуридов серебра выполнены кварцем и «горчичным серебром». Следует отметить четкие границы между гесситом и серосодержащим гесситом в этих агрегатах, то есть эти соединения ведут себя как две разные минеральные фазы (рис. 2, 3). Содержание серы в серосодержащем гессите составляет от 4.7 до 15.8 ат. %. Возрастание содержания серы в минерале компенсируется снижением теллура, и сумма S и Te находится в узких пределах 33.26–34.27 ат. %, то есть соответствует формуле $Ag_2(Te,S)$ (табл. 2).

Поскольку признаки замещения гесситов акантитом (и наоборот) не установлены, можно предполагать, что их отложение проходило близкоодновременно.

Впоследствии по рассматриваемым агрегатам развивалась кайма позднего акантита. Каймы акантита отмечены также вокруг зерен галенита, а вокруг халькопирита – каймы, состоящие из акантита и ковеллина. Таким образом, можно выделить две генерации акантита. Поздний акантит отличается от раннего формой выделения и низким содержанием примесей, в нем установлено только железо 0.35 мас. %.

В составе «горчичного серебра» углерод, как было сказано выше, находится в форме углеродистого вещества, а не карбонатов. Это свидетельствует о формировании этого типа «горчичного серебра» в восстановительных условиях и при дефиците кислорода.

Горчичное серебро с хлоридами и бромидами в составе формировалось при участии хлоридных растворов: существенно хлоридный состав анионной части рудообразующих растворов на месторождении был показан нами ранее (Калинин и др., 2021 б).

Благодарности

Работа выполнена в рамках темы НИР FMEZ-2024-0004.

Литература

1. Галкин Н. Н. Геология и минералогия золоторуд¬ных проявлений Пеллапахк-Оленинского рудного узла, Кольский полуостров: автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук: 25.00.11. Апатиты, 2006. 22 с.
2. Калинин А. А., Волков А. В., Лобанов К. В. Метаморфизованное золото-серебряное месторождение в докембрии Фенноскандинавского щита: новая концептуальная модель // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021а. Т. 496, № 2. С. 132–136. DOI: 10.31857/S2686739721020079.
3. Калинин А. А., Савченко Е. Э., Прокофьев В. Ю. Минералогия и особенности генезиса месторождения золота Оленинского (Кольский полуостров). Апатиты. Изд-во: ФИЦ КНЦ РАН, 2021б. 162 с.
4. Kalinin A. A., Kudryashov N. M. Porphyry-Related Metamorphosed Au-Ag and Cu-Mo Deposits in the Precambrian of the Fennoscandian Shield // Minerals. 2021. V. 11. P. 139. https://doi.org/10.3390/min 11020139.

К вопросу о возможности обнаружения кристаллов алмаза в глубинных ксенолитах трубки взрыва «Эклогитовая» (Восточный Памир)

Корсаков А. В. [1], **Подугольникова Е. Е.** [1], **Демин С. П.** [1], **Михайленко Д. С.** [1], **Гудимова А. И.** [1], **Агашева Е. В.** [1], **Одинаев Ш. А.** [2,3], **Гадоев М. Л.**[2]

[1] *Институт геологии и минералогии им В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, korsakov@igm.nsc.ru*

[2] *Институт геохимии Гуанчжоу Китайской академии наук, Гуанчжоу, Китай*

[3] *Институт геологии, сейсмостойкого строительство и сейсмологии АН Таджикистана, Душанбе*

Аннотация. Проведено комплексное исследование ксенолитов глубинных пород из трубки «Эклогитовая» (Восточный Памир), направленное на поиск метаморфогенных кристаллов алмаза в них. В ксенолитах гранулитов диагностированы включения графита в порфиробластах граната и кианита, сосуществующие с расплавными включениями. Вблизи пика метаморфизма (950–1000 °С и < 3 ГПа) в этих породах присутствовали графит, флюид/расплав, необходимые для образования алмаза, но PT параметры не соответствовали полю стабильности алмаза. Находки кристаллов алмаза (размером менее 2 мкм) в дефектах полировки пластинок связаны с контаминацией образцов в процессе пробоподготовки. Достоверных находок метаморфогенных кристаллов алмаза не установлено. Наиболее глубинные образцы ксенолитов эклогитов не содержат даже графита. Подобная картина наблюдается, например, в Кокчетавском массиве, в пределах которого эклогиты являются неалмазоносными, но являются изофациальными алмазоносным породам.

Ключевые слова: алмаз, графит, ксенолиты, гранулиты, эклогиты, Памир.

The possibility of finding diamond crystals in deep xenoliths from the «Eclogitovaya» pipe (Eastern Pamir)

Korsakov A. V. [1], **Podugolnikova E. E.** [1], **Demin S. P.** [1], **Mikhailenko D. S.** [1], **Gudimova A. I.** [1], **Agasheva E. V.** [1], **Odinaev S. A.** [2,3], **Gadoev M. L.** [2]

[1] *V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, korsakov@igm.nsc.ru*

[2] *Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, China*

[3] *Institute of Geology, Earthquake Engineering and Seismology, National Academy of Sciences of Tajikistan, Dushanbe*

Abstract. Comprehensive study of deep-seated xenoliths from the «Eklogitovaya» pipe (Eastern Pamir) was carried out to search for metamorphic diamonds in these rocks. Graphite inclusions coexisting with melt inclusions were identified in granulite xenoliths. Near the peak of metamorphism (950–1000 °C and < 3 GPa), these rocks contained graphite and fluid/melt phases necessary for diamond formation, but the P-T conditions did not correspond to the diamond stability field. Microscopic diamond crystals (< 2 μm) found in polishing defects of thin sections are attributed to sample contamination during preparation. No reliable evidence of metamorphogenic diamond crystals was confirmed. The deepest eclogite xenolith samples lack even graphite. A similar pattern is observed, for example, in the Kokchetav Massif, where eclogites are non-diamondiferous but isofacial with diamond-bearing rocks.100–250 words.

Keywords: diamond, graphite, xenoliths, granulites, eclogites, Pamir.

Введение

Долгое время считалось, что основными коренными источниками кристаллов алмаза являются исключительно месторождения, связанные с кимберлитами и лампроитами. Среди алмазоносных парагенезисов выделяются два типа: перидотитовый и эклогитовый, которые присутствуют в виде ксенолитов и минеральных включений в кристаллах алмаза, выносимых на поверхность Земли кимберлитовыми или лампроитовыми расплавами (Соболев, 1974). Кристаллы алмаза размером менее 0.5 мм были обнаружены в россыпях в различных регионах СССР, включая территории Украины, Северного Казахстана и России (Кашкаров и Полканов, 1964, 1972), что привело к открытию нового типа коренных алмазных месторождений, связанных с метаморфическими породами (Розен

и др., 1972; Лаврова и др., 1999; Летников и Нарсеев, 2016). Позднее информация о находках включений кристаллов алмаза стала появляться в работах (Sobolev and Shatsky, 1990; Dobretsov et al., 1995; Dobrzhinetskaya et al., 1995; Shatsky et al., 1995; Massonne, 1999; Mposkos and Kostopoulos, 2001; Stöckhert et al., 2001; Korsakov et al., 2002; Roermund et al., 2002; Massonne and Nasdala, 2003; Yang et al., 2003; Perraki et al., 2006; Majka et al., 2014; Klonowska et al., 2017), посвященных изучению различных комплексов по всему земному шару. Вместе с тем, большинство этих находок не были подтверждены независимыми исследователями. Благодаря уникальным физическим и химическим свойствам кристаллы алмаза, несмотря на их малый размер (10–20 микрон), встречающиеся в метаморфических породах, являются важными геодинамическими индикаторами. Находки алмазов в метаморфических породах свидетельствует о наличие высокобарического этапа, который протекал при температурах и давлениях, отвечающих полю стабильность алмаза (950–1000 °С и > 4 ГПа). Одним из наиболее вероятных механизмов реализации столь высоких температур и давлений является погружение корового материала на мантийные глубины в субдукционно-коллизионных зонах (Smith, 1984; Dobretsov et al., 1995; Chopin, 2003).

В пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса метаморфические комплексы сверхвысоких давлений известны как в Альпах (Chopin, 1984, 2003), так и в Гималаях (O'Brien et al., 2001; Liou et al., 2004), но не известны на Памире. Вместе с тем, на Восточном Памире известны трубки взрыва, которые выносят на дневную поверхность ксенолиты гранулитов и эклогитов, впервые описанные Э. А. Дмитриевым (Дмитриев, 1976). Условия образования этих глубинных парагенезисов оценивались как 950–1000 °С и 3 ГПа (Лутков, 2003; Hacker et al., 2005). Эти оценки несколько ниже РТ параметров, необходимых для формирования кристаллов алмаза в мантии Земли, но при этом существует несколько публикаций, в которых упоминаются находки микрокристаллов алмаза (Лутков и Файзиев, 2007). Поэтому оценка перспектив потенциальной алмазоносности Таджикистана проводилась неоднократно (Хасанов, 2004; Лутков и Файзиев, 2007; Лутков и др., 2008), но основным направлением этих работ было выявление месторождений, связанных с кимберлитоподобными трубками взрыва. Относительно недавно, в работе Ли с соавторами (Li et al., 2023) в одном из образцов кианитсодержащего эклогита были получены оценки температуры и давления, отвечающие полю стабильности алмаза, но при этом в этой работе не упоминаются достоверные находки кристаллов алмаза в исследованных ими образцах. В данной работе мы приводим результаты комплексного исследования ксенолитов глубинных пород из трубки «Эклогитовая», направленного на поиск метаморфогенных кристаллов алмаза в этих породах.

Методы

В данной работе мы использовали комплекс минералого-петрографических методов на базе ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН в ИГМ СО РАН. Изучение включений и взаимоотношений минералов в шлифах проводилось методами оптической микроскопии с использованием микроскопа Olympus BX51. Идентификация их состава проводилась с использованием электронного микроскопа Tescan MIRA 3 LMU, оснащенного INCA EDS 450 системой микроанализа с детектором EDS X-Max-80 Silicon Drift Detector (Oxford Instruments), ускоряющим напряжением 20 кВ и ток пучка 1 нА, время набора спектра 20 с. Микрозондовые анализы (ЕМРА) были выполнены при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока 30 нА на рентгеновском микроанализаторе Jeol JXA-8100. КР-спектроскопические исследования были выполнены на автоматизированной системе Aryron (WITec), оснащенной лазерам 488 и 633 нм, мощность которых на поверхности образца составляла ~15 мВт. Объектив 100× (Zeiss NA 0.9) был использован при КР-картировании. Область картирования составляла определялась размером исследуемых кристаллов, при этом шаг картирования составлял 250–300 нм. Время накопления сигнала в каждой точке – 1 с.

Результаты и дискуссия

Наши предыдущие исследования (De Corte et al., 2000) алмазсодержащих пород Кокчетавского массива позволили установить, что для образования кристаллов алмаза в метаморфических породах необходимо выполнение нескольких условий.

(i) Наличие высоких температур и давлений на пике метаморфизма, отвечающих полю стабильности алмаза.

(ii) Наличие графита и/или карбонатов, вероятнее всего, являющихся источником углерода при формировании кристаллов алмаза.

(iii) Наличие флюида/расплава, выполняющего роль растворителя, способствующего образованию алмаза.

Поэтому при первичной обработке коллекции особое внимание уделялось выявлению образцов, содержащих графит, поскольку, как было показано ранее (De Corte et al., 2000), при отсутствии графита алмаз не был обнаружен даже в изофациальных ультравысокобарических породах, например, в эклогитах (Корсаков и др., 1998). При этом следует отметить, что в отличии от метаморфических комплексов, в которых эклогиты не являются алмазоносными породами, в ксенолитах эклогитов из трубки «Удачная» встречаются образцы графит- и алмазсодержащих разновидностей (Mikhailenko et al., 2016, 2020). Из коллекции, насчитывающей более 200 образцов, графитсодержащими разновидностями оказались лишь 15. Все образцы являются гранулитами, ни в одном из эклогитов графит обнаружен не был.

Графитсодержащие образцы гранулитов относятся к фельзическим разновидностям гранулитов. Эти образцы сложены гранатом пироп-гроссуляр-альмандинового состава, кианитом, кварцем, калиевым полевым шпатом и иногда плагиоклазом. Практически все исследованные минералы являются незональными, и их представительные составы приведены табл. 1.

Таблица 1. Представительные анализы породообразующих минералов в плагиоклазсодержащих и без плагиоклазовых фельзических гранулитах из трубки «Эклогитовая».
c = центр и r = край зерна, Grt= гранат, Kfs = калиевый полевой шпат, Pl = плагиоклаз

Table 1. Representative compositions of rock-forming minerals from plagioclase-bearing and plagioclase-free felsic granulites from «Eclogitovaya» pipe.
c= core and r = rim zone, Grt = garnet, Kfs = K-feldspar, Pl = plagioclase

Rock type	Pl-free felsic granilite				Pl-bearing felsic granulite					
Mineral	Grt		Kfs		Grt		Pl		Kfs	
Location	c	r	c	r	c	r	c	r	c	r
SiO_2	38.18	37.92	65.95	65.99	38.50	38.41	59.94	60.52	65.72	65.85
TiO_2	0.08	0.06	0.06	0.07	0.05	0.07	0.04	0.00	0.06	0.02
Al_2O_3	21.05	21.22	18.76	18.64	21.47	21.40	24.65	24.17	18.90	19.23
Cr_2O_3	0.02	0.03	0.00	0.02	0.05	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00
FeO	30.01	30.23	0.01	0.12	27.20	27.29	0.06	0.06	0.02	0.02
MnO	1.43	1.41	0.00	0.00	0.77	0.78	0.00	0.01	0.00	0.00
MgO	6.79	6.87	0.00	0.01	8.11	8.15	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	2.41	2.51	0.11	0.13	3.95	4.03	6.99	6.65	0.76	0.82
Na_2O	0.00	0.08	2.29	2.57	0.06	0.00	6.48	6.39	3.05	3.12
K_2O	0.01	0.02	12.89	12.53	0.00	0.02	1.45	1.82	11.35	11.16
Total	99.98	100.34	100.07	100.07	100.17	100.19	99.66	99.63	99.86	100.22

Особое внимание при исследовании уделялось морфологическим особенностям кристаллов и агрегатов графита, поскольку наши предыдущие исследования морфологии графита из высокобарических алмазоносных пород Кокчетавского массива (Korsakov et al., 2010, 2019) и продуктов экспериментов по графитизации алмаза (Korsakov et al., 2015) позволили выявить ряд закономерностей. Графит из ультравысокобарических пород нередко встречается в виде кубоидов и/или сферолитов, в ядрах которых могут встречаться кристаллы алмаза (Korsakov and Hermann, 2006). При графитизации алмаза в «сухой» системе сохраняются все мельчайшие детали исходного кристалла алмаза, а в присутствии водного флюида происходит растворение и переосаждение графита, при этом морфология исходного кристалла ни как не влияет на характер агрегата графита (Korsakov et al., 2015).

Графит во всех исследованных образцах встречается в виде идиоморфных включений в первичных высокобарических минералах (гранате и кианите), а также в виде крупных кристаллов в матриксе (рис. 1). Во многих образцах наблюдается зональное распределение включений графита в пределах порфиробластов граната или кианита. Ядра подобных порфиробластов изобилуют включениями графита, кварца, реже рутила, циркона, монацита. Наряду с твердофазными включениями в ядрах диагностированы и расплавные включения (рис. 1 c-f). Следует отметить, что в исследованных нами образцах ксенолитов не наблюдались необычные морфологические типы графита

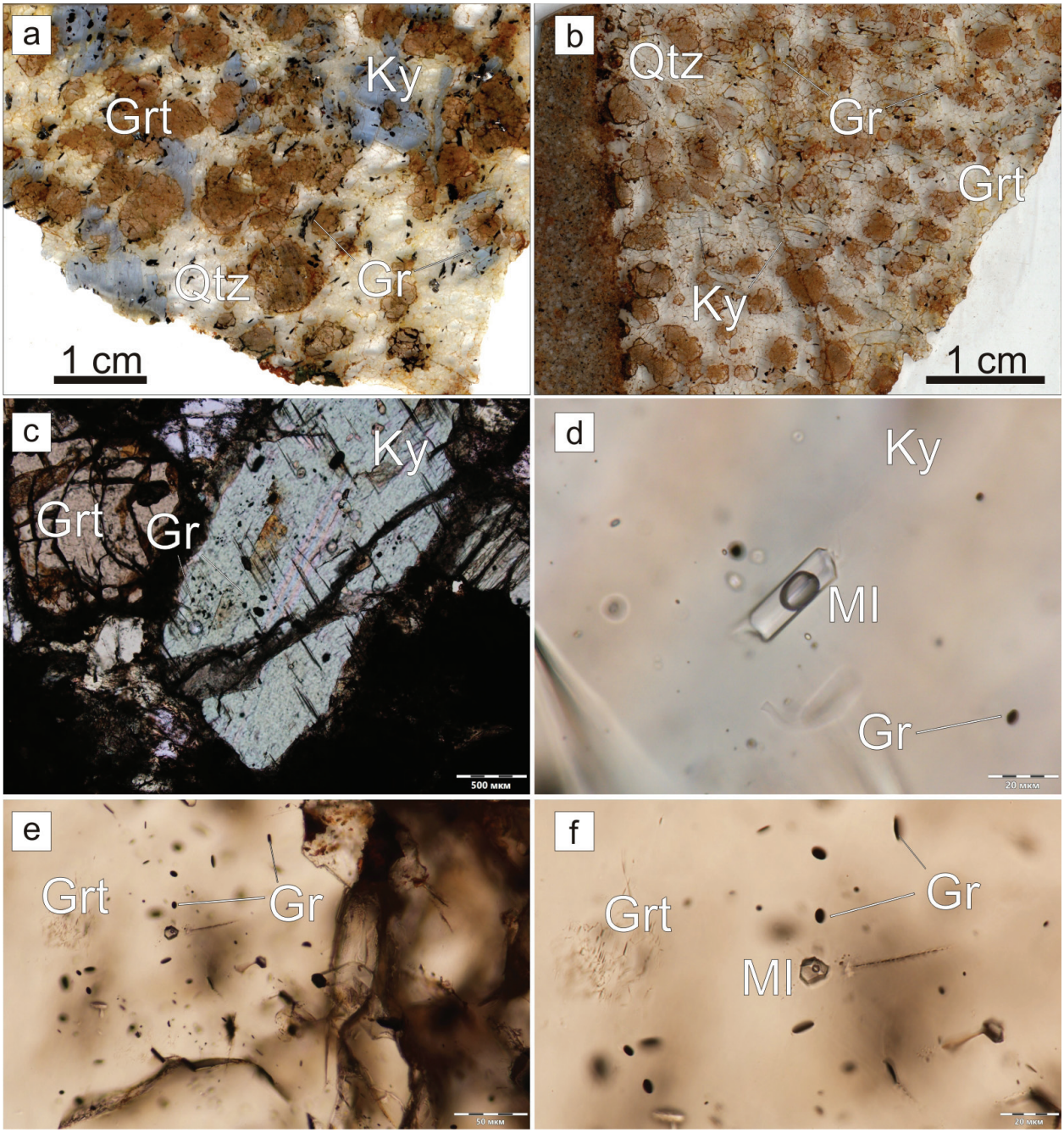


Рис. 1. Фотографии графитсодержащих гранат (Grt)-кианитовых (Ky) гранулитов: a, b – распределение кристаллов графита (Gr) в образце плагиоглазсодержащего и без плагиоклазового гранулита; c, d – расплавные включения (MI) и включения графита в порфиробласте кианита; e, f – расплавные включения и включения графита гранате

Fig. 1. Photographs of graphite-bearing garnet (Grt)-kyanite (Ky) granulites: a, b – distribution of graphite (Gr) crystals in a sample of plagioclase-bearing and plagioclase-free granulit; c, d – melt inclusions (MI) and graphite inclusions in kyanite porphyroblasts; e, f – melt and graphite inclusions in garnets

(кубоиды, сферолиты и т. д.), установленные нами ранее в породах Кокчетавского массива (Korsakov et al., 2010, 2019).

КР-спектроскопические исследования включений графита позволили выявить лишь присутствие хорошо упорядоченного графита, что указывает на его образование при температуре более 650 °C (рис. 2). Следует отметить, что иногда при КР-картировании в спектрах наблюдается интенсивный пик 1332 см$^{-1}$, являющийся диагностическим для кристаллов алмаза (Solin and Ramdas, 1970). Однако детальный анализ результатов КР-картирования показал, что все эти находки «включений» алмаза тяготеют к дефектам полировки (трещинки, выщерблены), и являются результатом контаминации образцов в процессе пробоподготовки. Ранее нами (Perraki et al., 2009) была разработана методика, позволяющая отличать природные кристаллы от синтетических кристаллов, используемых в процессе пробоподготовки. Ни в одном из образцов размер обнаруженных кристаллов алмаза не превосходит 2 микрон, а их спектроскопические характеристики полностью соответствуют таковым для алмазного порошка, который использовался при полировке пластинок.

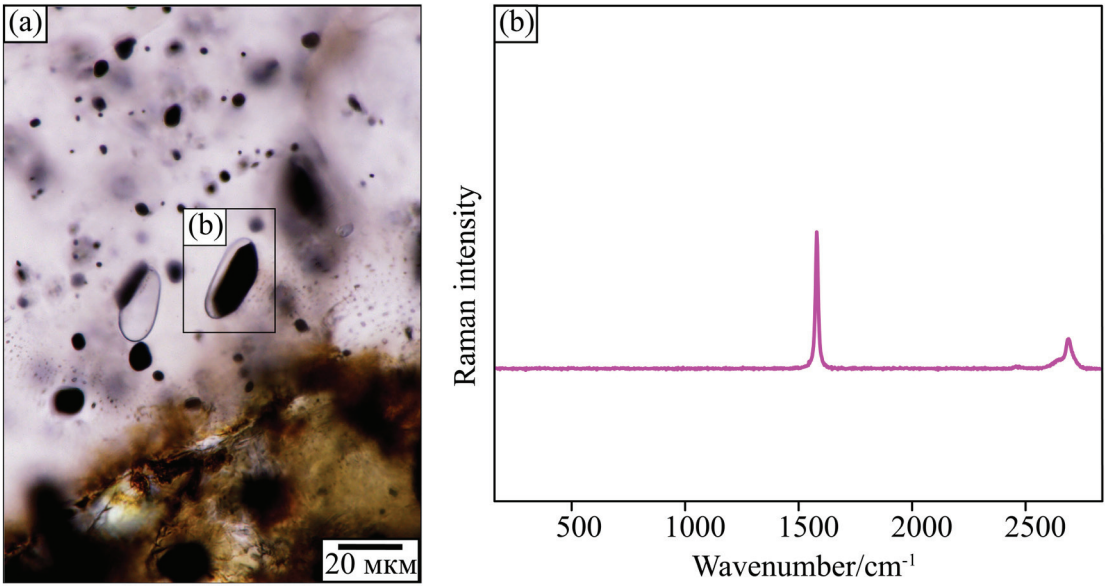


Рис. 2. Фотографии включений графита (a) в порфиробласте граната и КР-спектр этого включения (b)
Fig. 2. Photographs of graphite inclusions (a) in garnet porphyroblast and Raman spectrum of the graphite inclusions (b)

Также методами КР-спектроскопии нами были установлены составы флюидных обособлений в расплавных включениях. Смесь метана (CH_4) и CO_2 была зафиксирована во флюидных фазах расплавных включений в некоторых образцах, содержащих графит, тогда как в других образцах флюидные обособления представлены исключительно CO_2. Состав стекол варьирует от риолитов до дацитов с высоким содержанием K_2O и содержанием H_2O не более 4 мас. % (Корсаков и др., 2025). Важная роль флюидов/расплавов в процессах алмазообразования хорошо известна. Большинство экспериментальных исследований (Чепуров и др., 1997; Sokol et al., 2001; Pal'yanov et al., 2002), направленных на получение относительно крупных и качественных кристаллов алмаза, используют различные растворители (металлические, карбонатные, карбонатно-силикатные, флюидные), так как прямой переход графита в алмаз без участия растворителя происходит при существенно более высоких температурах и давлениях (Leshchuk et al., 2002). Таким образом, можно констатировать выполнение как минимум двух необходимых условий для образования метаморфогенных кристаллов алмаза, а именно, присутствие флюида/расплава и графита.

Реконструкция температуры и давления формирования ассоциаций гранат-кианит-кварц-КПШ сопряжена с рядом сложностей, поскольку их формирование может происходить в очень широком диапазоне температур и давлений (Добрецов и др., 1974). Отсутствие ростовой зональности в кристаллах граната позволяет предполагать высокие температуры пика метаморфизма, в ре-

зультате чего произошла гомогенизация их состава. Присутствие хорошо упорядоченного графита также свидетельствует о высокой температуре (> 650 °C). образования этих ассоциаций. Наличие расплавных включений в порфиробластах граната и кианита позволяют получить минимальные давления более 2 ГПа при температуре 950–1000 °C (Корсаков и др., 2025). Условия пика метаморфизма для схожих ассоциаций (гранат-кианит-кварц-тройной полевой шпат) из массива Гранулитебирге оценивались как 950–1000 °C при давлении 2.8 ГПа (O'Brien and Rötzler, 2003). Экспериментальные исследования позволяют предполагать, что изученные нами образцы гранулитов можно отнести к «сухим», поскольку в водосодержащих условиях КПШ замещается при давлении 2 ГПа и 650 °C К-кимритом, в более высокотемпературной области фенгит является стабильной фазой практически во всем интересующем нас диапазоне. Для плагиоклазсодержащих разновидностей в качестве оценки максимальных величин давления может быть использована кривая разложения альбита. В высокотемпературной области (T > 1100 °C) давление может достигать 3 ГПа, что очевидно не достаточно для образования алмаза, поскольку даже при 1000 °C давление должно превышать 4 ГПа. Следует отметить, что безплагиоклазовые разновидности могут быть стабильны и при более высоких давлениях, о чем свидетельствуют находки коэсит-санидиновых эклогитов из кимберлитовой трубки Робертс Виктор (Smyth and Hatton, 1977; Schulze and Helmstaedt, 1988).

Реконструированные китайскими коллегами (Li et al., 2023) более высокие PT-параметры были зафиксированы в ксенолитах кианитсодержащих эклогитов. В нашей коллекции ни графит, ни алмаз не были диагностированы ни в одном из ксенолитов эклогитов, что, вероятно, связано с особенностями состава протолита. Как отмечалось ранее, в метаморфических комплексах сверхвысоких давлений эклогиты являются изофациальными алмазсодержащим метаосадочным породам, но при этом сами не содержат кристаллы алмаза (Корсаков и др.., 1998). Этот факт может свидетельствовать о том, что графитсодержащие разновидности гранулитов являются метаосадками. Изотопный состав углерода ($\delta^{13}C$ = -14.5–20.1 ‰), полученный ранее для этих образцов соответствует коровому источнику углерода (Podugolnikova et al., 2025). Вероятнее всего, мантийный метасоматоз, с которым связывают образование алмаза и графита в ксенолитах эклогитов из кимберлитов (Shatsky et al., 2008; Mikhailenko et al., 2016; 2021), не был проявлен при формировании ксенолитов трубки «Эклогитовая» (Восточный Памир).

Заключение

Проведенное нами комплексное минералого-геохимическое исследование высокобарических ксенолитов гранулитов и эклогитов из трубки «Эклогитовая» (Восточный Памир) позволяет сделать следующие выводы.

На сегодняшний день в ксенолитах гранулитов был диагностирован лишь графит. Во всех исследованных нами образцах эклогитов графит не обнаружен.

Наличие расплавных включений в гранате и кианите, сосуществующих с включениями графита, свидетельствует о существовании расплава вблизи пика метаморфизма. Вероятнее всего, если бы давления и температуры пика метаморфизма соответствовали полю стабильности алмаза, то расплав/флюид мог выступать в роли среды перекристаллизации графита в алмаз.

Наличие расплавных включений в высокобарических минералах, таких как гранат и кианит, указывает на минимальные давления > 2 ГПа, так как при более низких давлениях силлиманит является стабильной фазой. Условия пика метаморфизма графит- и плагиоклазсодержащих гранулитов может быть ограничено 3 ГПа и 950–1000 °C, что недостаточно для образования алмаза. В безплагиоклазовых разновидностях условия пика метаморфизма могли превышать указанные величины, но достоверных находок включений кристаллов алмаза размером более 2 микрон неустановлено.

Находки кристаллов алмаза (с размером кристаллов менее 2 микрон), приуроченных к дефектам поверхности образца (каверны и трещины), а также вскрытым флюидным обособлениям расплавных включений, указывают на то, что они являются результатом контаминации в процессе пробоподготовки. КР-спектроскопические исследования алмазных порошков, используемых при поли-

ровке образцов, и обнаруженных кристаллов алмаза идентичны, что подтверждает ранее сделанный вывод о контаминации образцов.

Образование алмаза в наиболее глубинных ксенолитах эклогитов из трубки «Эклогитовая» лимитировалось наличием свободного углерода, тогда как в ксенолитах гранулитов из этой же трубки давление не соответствовало полю стабильности алмаза.

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 24-17-00164.

Литература

1. Дмитриев Э. А. Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Душанбе. Изд-во: Дониш, 1976. 168 с.
2. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М. Изд-во: Недра, 1974. 328 с.
3. Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А. О некоторых особенностях алмазов из титаноносных россыпей Северного Казахстана: Труды минералогического музея им. Ферсмана. 1972. Вып. 21. С. 183–185.
4. Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А. О находке алмазов в титано-циркониевых песках // Доклады АН СССР. М. Изд-во: Наука, 1964. Т. 157. С. 1129–1130.
5. Корсаков А. В., Чупин В. П., Кузьмин Д. В., Похиленко Н. П. Включения расплава в минералах ксенолитов гранулитов из диатрем Восточного Памира (Таджикистан): свидетельства инконгруэнтного плавления на границе коры и мантии // Доклады АН. М. Изд-во: Наука, 2025. Т. 520. 168 с.
6. Корсаков А. В., Шацкий В. С., Соболев Н. В. Первая находка коэсита в эклогитах Кокчетавского массива // Доклады РАН. 1998. Т. 360, № 1. С. 77–81.
7. Лаврова Л. Д., Печников В. А., Плешаков А. М., Надеждина Е. Д., Шуколюков Ю. А. Новый генетический тип алмазных месторождений. М. Изд-во: Научный мир, 1999. 221 с.
8. Летников Ф. А., Нарсеев В. А. Алмазное месторождение Кумдыколь в Северном Казахстане // Геология и Охрана недр. Казахстан. Изд-во: КазГео, 2016. № 3 (60). С. 7–14.
9. Лутков В. С., Бабаев А. М., Файзиев А. Р. Трубки взрыва щелочных базитов Южного Тянь-Шаня: возраст, химизм, генезис, алмазоносность // Известия Академии наук Республики Таджикистан. Отделение физико-математических, химических, геологических и технических наук. Душанбе. Изд-во: Академии наук Республики Таджикистан, 2008. С. 65–69.
10. Лутков В. С., Файзиев А. Р. Южно-Тань-Шанский пояс алмазоносных щелочных базитов // Доклады Академии наук. Душанбе. Изд-во: Академии наук Республики Таджикистан, 2007. Т. 413, № 2. С. 218–220.
11. Лутков В. С. Петрохимическая эволюция и генезис калиевой пироксенит-эклогит-гранулитовой ассоциации: мантийные и коровые ксенолиты в неогеновых фергуситах южного Памира, Таджикистан //Геохимия. 2003. № 3. С. 254–265.
12. Розен О. М., Зорин Ю. М., Заячковский А. А. Обнаружение алмаза в связи с эклогитами в докембрии Кокчетавского массива // Доклады АН СССР. 1972. Т. 203. С. 674–676.
13. Хасанов А. Х. Закономерности размещения, геодинамика и возможная алмазоносноть кимберлитоподобных трубок взрыва Центрального Таджикистана. Душанбе. Изд-во: Деваштич, 2004. 168 с.
14. Chepurov A. I., Fedorov I. I., Sonin V. M. An experimental modeling of diamond-forming processes. Novosibirsk: SB RAS, UIGGM, 1997.
15. Chopin C. Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle. Earth and Planetary Science Letters 2003. V. 212. P. 1–14.
16. Chopin C. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of Western Alps: a first record and some consequences. Contributions to Mineralogy and Petrology. 1984. V. 86. P. 107–118.
17. De Corte K., Korsakov A., Taylor W. R., Cartigny P., Ader M., Paepe P. D. Diamond growth during ultrahigh-pressure metamorphism of the Kokchetav massif, northern Kazakhstan. 2000. The Island Arc. V. 9. P. 284–303.
18. Dobretsov N. L., Sobolev N. V., Shatsky V. S., Coleman R. G., Ernst W. G. Geotectonic evolution of diomondiferous paragneisses, Kokchetav complex, northern Kazakhstan. The geologic enigma of ultrahigh-pressure crustal rocks within a Paleozoic foldbelt. 1995. The Island Arc, V. 4. P. 267–279.
19. Dobrzhinetskaya L. F., Eide E., Korneliussen A., Larsen R., Millege J., Posokhova T., Smith D. C., Sturt B. A., Taylor W. R., Tronnes R. Diamond in metamorphic rocks of the western Gneiss Region in Norway // Geology. 1995. V. 23. P. 597–600.

20. Hacker B. R., Luffi P., Lutkov V., Minaev V., Ratschbacher L., Plank T., Ducea M., Patiño-Douce A., McWilliams M., Metcalf J. Near-Ultrahigh Pressure Processing of Continental Crust: Miocene Crustal Xenoliths from the Pamir // Journal of Petrology. 2005. V. 46. P. 1661–1687. https://doi.org/10.1093/petrology/egi030.
21. Klonowska I., Janák M., Majka J., Petrík I., Froitzheim N., Gee D. G., Sasinková V. Microdiamond on Åreskutan confirms regional UHP metamorphism in the Seve Nappe Complex of the Scandinavian Caledonides // Journal of Metamorphic Geology. 2017. V. 35. P. 541–564. https://doi.org/10.1111/jmg.12244.
22. Korsakov A. V., Hermann J. Silicate and carbonate melt inclusions associated with diamonds in deeply subducted carbonate rocks // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 241. P. 104–118. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.10.037.
23. Korsakov A. V., Perraki M., Zedgenizov D. A., Bindi L., Vandenabeele P., Suzuki A., Kagi H. Diamond-Graphite Relationships in Ultrahigh-pressure Metamorphic Rocks from the Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan // Journal of Petrology. 2010. V. 51. P. 763–783.
24. Korsakov A. V., Rezvukhina O. V., Jaszczak J. A., Rezvukhin D. I., Mikhailenko D. S. Natural Graphite Cuboids // Minerals. 2019. V. 9. P. 110. https://doi.org/10.3390/min9020110.
25. Korsakov A. V., Shatsky V. S., Sobolev N. V., Zayachkovsky A. A. Garnet-biotite-clinozoisite gneisses: a new type of diamondiferous metamorphic rocks of the Kokchetav massif // European Journal of Mineralogy. 2002. V. 14. P. 915–929.
26. Korsakov A. V., Zhimulev E. I., Mikhailenko D. S., Demin S. P., Kozmenko O. A. Graphite pseudomorphs after diamonds: An experimental study of graphite morphology and the role of H_2O in the graphitisation process // Lithos. 2015. V. 236–237. P. 16–26. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.08.012.
27. Leshchuk A., Novikov N., Levitas V. Thermomechanical model of the graphiteпїS' diamond phase transformation // Journal of Superhard Materials. 2002. V. 24. P. 44–52.
28. Li Y.-P., Ding L., Robinson A. C., Liu D.-L., Xie J., Zhang L.-Y., Zhao C.-Y., Yue Y.-H., Liu Y., Oimuhammadzoda I., Gadoev M., Rajabov N. Was cratonic Asia deeply subducted beneath the Pamir? Evidence from P–T conditions and tectonic affinities of Cenozoic Pamir crustal xenoliths // Journal of Metamorphic Geology. 2023. V. 41. P. 925–965. https://doi.org/10.1111/jmg.12723.
29. Liou J., Tsujimori T., Zhang R., Katayama I., Maruyama S. Global UHP metamorphism and continental subduction/collision: the Himalayan model // International Geology Review. 2004. V. 46. P. 1–27.
30. Majka J., Rosén Å., Janák M., Froitzheim N., Klonowska I., Manecki M., Sasinková V., Yoshida K. Microdiamond discovered in the Seve Nappe (Scandinavian Caledonides) and its exhumation by the "vacuum-cleaner" mechanism // Geology. 2014. V. 42. P. 1107–1110. https://doi.org/10.1130/G36108.1.
31. Massonne H.-J. A new occurrence of microdiamonds in quartzfeldspathic rocks of the Saxonian Erzgebirge, Germany and their metamorphic evolution // Proceedings of 7th International Kimberlite Conference. 1999. P. 533–539.
32. Massonne H.-J., Nasdala L. Characterization of an early metamorphic stage through inclusions in zircon of a diamondiferous quartzofeldspathic rock from the Erzgebirge, Germany // American Mineralogist. 2003. V. 88. P. 883–889.
33. Mikhailenko D. S., Aulbach S., Korsakov A. V., Golovin A. V., Malygina E. V., Gerdes A., Stepanov A. S., Xu Y.-G. Origin of Graphite–Diamond-Bearing Eclogites from Udachnaya Kimberlite Pipe // Journal of Petrology. 2021. V. 62 P. 33. https://doi.org/10.1093/petrology/egab033.
34. Mikhailenko D. S., Korsakov A. V., Zelenovskiy P. S., Golovin A. V. Graphite-diamond relations in mantle rocks: Evidence from an eclogitic xenolith from the Udachnaya kimberlite (Siberian Craton) // American Mineralogist. 2016. V. 101. P. 2155–2167. https://doi.org/10.2138/am-2016-5657.
35. Mikhailenko D. S., Stagno V., Korsakov A. V., Andreozzi G. B., Marras G., Cerantola,V., Malygina E. V. Redox state determination of eclogite xenoliths from Udachnaya kimberlite pipe (Siberian craton), with some implications for the graphite/diamond formation // Contrib Mineral Petrol. 2020. V. 175. P. 107. https://doi.org/10.1007/s00410-020-01748-3.
36. Mposkos E. D., Kostopoulos D. K. Diamond, former coesite and supersilicic garnet in metasedimentary rocks from the Greek Rhodope: a new ultrahigh-pressure metamorphic province established // Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 192. P. 497–506.
37. O'Brien P. J., Rötzler J. High-pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics // Journal of Metamorphic Geology. 2003. V. 21. P. 3–20.
38. O'Brien P. J., Zotov N., Law R., Khan M. A., Jan M. Q. Coesite in Himalayan eclogite and implications for models of India-Asia collision // Geology. 2001. V. 29. P. 435–438.
39. Pal'yanov Y. N., Sokol A., Borzdov M., Khokhryakov A. Fluid-bearing alkaline carbonate melts as the medium for the formation of diamonds in the Earth's mantle: an experimental study // Lithos. 2002. V. 60. P. 145–159.

40. Perraki M., Korsakov A. V., Smith D. C., Mposkos E. Raman spectroscopic and microscopic criteria for the distinction of microdiamonds in ultrahigh-pressure metamorphic rocks from diamonds in sample preparation materials // American Mineralogist. 2009. V. 94. P. 546–556. https://doi.org/10.2138/am.2009.2973.
41. Perraki M., Proyer A., Mposkos E., Kaindl R., Hoinkes G. Raman micro-spectroscopy on diamond, graphite and other carbon polymorphs from the ultrahigh-pressure metamorphic Kimi Complex of the Rhodope Metamorphic Province, NE Greece // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 241. P. 672–685.
42. Podugolnikova E. E., Korsakov A. V., Mikhailenko D. S., Odinaev S. A., Gadoev M. L. Raman spectroscopic study and isotopic composition of graphite inclusions in HP xenoliths from «Eclogitovaya» pipe (the Eastern Pamir)" Inclusions of Disordered Graphite in Kyanite-bearing Felsic Granulite (the Eastern Pamir) // Journal of Raman Spectroscopy submitted. 2025.
43. Roermund H. L. M. van, Carswell D. A., Drury M. R., Heijboer T. C. Microdiamonds in a megacrystic garnet websterite pod from Bardane on the island of Fjørtoft, western Norway: Evidence for diamond formation in mantle rocks during deep continental subduction // Geology. 2002. V. 30. P. 959–962. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0959:MIAMGW>2.0.CO;2.
44. Schulze D. J., Helmstaedt H. Coesite-Sanidine Eclogites from Kimberlite: Products of Mantle Fractionation or Subduction? // The Journal of Geology. 1988. V. 96. P. 435–443. https://doi.org/10.1086/629238.
45. Shatsky V., Ragozin A., Zedgenizov D., Mityukhin S. Evidence for multistage evolution in a xenolith of diamond-bearing eclogite from the Udachnaya kimberlite pipe // Lithos. 2008. V. 105. P. 289–300.
46. Shatsky V. S., Sobolev N. V., Vavilov M. A. Diamond-bearing metamorphic rocks of the Kokchetav massif (northern Kazakhstan) // Ultra-High Pressure Metamorphism. Cambridge University Press. 1995. P. 427–455.
47. Smith D. C. Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics // Nature. 1984. V. 310. P. 641–644.
48. Smyth J. R., Hatton C. J. A coesite-sanidine grospydite from the Roberts Victor kimberlite // Earth and Planetary Science Letters. 1977. V. 34. P. 284–290. https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90012-7.
49. Sobolev N. V., Shatsky V. S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // Nature. 1990. V. 343. P. 742–746. https://doi.org/10.1038/343742a0
50. Sokol A. G., Pal'yanov Y. N., Pal'yanova G. A., Khokhryakov A. F., Borzdov Y. M. Diamond and graphite crystallization from C-O-H fluids // Diamond and Related Materials. 2001. V. 10. P. 2131–2136.
51. Solin S. A., Ramdas A. K. Raman spectrum of diamond. Phys. Rev. 1970. B 1. P. 1687–1698.
52. Stöckhert B., Duyster J., Trepmann C., Massonne H.-J. Microdiamond daughter crystals precipitated from supercritical C-O-H fluids included in garnet, Erzgebirge, Germany // Geology. 2001. V. 29. P. 391–394.
53. Yang J., Xu Z., Dobrzhinetskaya L. F., Green H. W., Pei X., Shi R., Wu C., Wooden J. L., Zhang J., Wan Y., Li H. Discovery of metamorphic diamonds in central China: an indication of a > 4000-km-long zone of deep subduction resulting from multiple continental collisions // Terra Nova. 2003. V. 15. P. 370–379.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 124–129

Условия формирования донных отложений безымянного озера в районе палеосейсмодислокации «Чуна» (по результатам диатомового и литологического анализов)

Косова А. Л. [1], **Николаева С. Б.** [2], **Денисов Д. Б.** [1]

[1] *Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, annkosova1976@yandex.ru*

[2] *Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, s.nikolaeva@ksc.ru*

Аннотация. Представлены предварительные результаты изучения донных отложений безымянного озера, расположенного в районе палеосейсмодислокации «Чуна» (оз. Экостровская Имандра, Кольский регион). Донные отложения изучены литологическим, микропалеонтологическим (диатомовый анализ), геохронологическим (радиоуглеродное датирование) методами и продолжают серию комплексных исследований малых озер депрессии оз. Имандра.

Ключевые слова: донные отложения озера, диатомовые водоросли, палеосейсмичность, Имандровская депрессия, Кольский регион.

Paleoecology of the of bottom sediments of an unnamed lake in the paleoseismic dislocation «Chuna» area (according to diatom and lithological analysis)

Kosova A. L. [1], **Nikolaeva S. B.** [2], **Denisov D. B.** [1]

[1] *Institute of North Industrial Ecology Problems Kola SC RAS, Apatity, annkosova1976@yandex.ru*

[2] *Geological Institute Kola SC RAS, Apatity, s.nikolaeva@ksc.ru*

Abstract. The paper presents preliminary results of a study of bottom sediments of an unnamed lake located in the area of the paleoseismic dislocation «Chuna» (Lake Ekostrovskaya Imandra, Kola region). The bottom sediments were studied by lithological, micropaleontological (diatom analysis), geochronological (radiocarbon dating) methods and continue a series of comprehensive studies of small lakes in the Lake Imandra depression.

Keywords: bottom lake sediments, diatoms, paleoseismicity, Imandra depression, Kola region.

Введение

В настоящее время продолжаются исследования развития территории в пределах Имандровской депрессии в поздне- и послеледниковое время. Одним из направлений является изучение следов древних землетрясений (Nikolaeva, 2022). Кольский регион – один из самых развитых промышленных регионов Российской Федерации. На водосборе оз. Имандра расположены ряд промышленных предприятий, Кольская АЭС, в населенных пунктах проживает около 170 тыс. человек, по берегам проходит автомобильная и железнодорожная дороги федерального назначения (Экологическое состояние..., 2023). Исследования, направленные на оценку сейсмичности в голоцене, позволят оценить сейсмическую опасность региона в целом и особенно промышленных объектов в его границах.

Материалы и методы

Безымянное озеро (204.9 м н.у.м.) (N 69°34.94'; E 32°29.60') с вытянутой в СВ направлении котловиной (аз. прост. 65°) расположено в верхней части западного борта впадины озера Экостровская Имандра, в 0.2 км от сейсмотектонического ущелья «Чуна» (рис. 1) (Николаева, Никонов, 2019). Озеро, размерами 800×160 м, питается за счет малого потока с запада и в него попадают сточные воды из большей части поверхности ущелья. Такой характер водораспределения существовал и в голоцене.

Донные осадки озера были изучены в 2014 г. С целью уточнения условий формирования осадков, в августе 2020 г. было проведено дополнительное бурение скважин, заданных в ближней к ущелью ЮЗ наиболее глубокой части озера, произведен отбор проб на диатомовый анализ

Рис. 1. Карта расположения безымянного озера в районе палеосейсмодислокации «Чуна»

Fig. 1. Map of the location of the unnamed lake in the area of the paleoseismic dislocation «Chuna»

и радиоуглеродное датирование. Наиболее информативный разрез получен по скважине Чуна 2-2020 (N67°34’53.9”; E32°29’27.7”).

Подготовка проб донных отложений для диатомового анализа проведена по стандартной общепринятой методике (Давыдова, 1985), по схеме, принятой в ИППЭС КНЦ РАН (Методы..., 2019). Определение диатомей велось с помощью светового микроскопа «Motic BA300» при увеличении в 1000 раз, с применением иммерсионного объектива. Все обнаруженные в препаратах створки водорослей определяли, по возможности, до внутривидовых таксономических категорий согласно определителям (Krammer, Lange-Bertalot, 1988–1991; Krammer, 2002, 2003; Куликовский и др., 2016). Классификация уточнялась согласно международной альгологической базе данных (International Algological Database Guiry & Guiry). Постоянные препараты, а также очищенный материал створок диатомовых водорослей хранятся в гербарии Института проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН (Боровичев и др., 2018).

Результаты и обсуждение

Литологическое описание донных отложений

В разрезе донных отложений вскрыта следующая последовательность осадков (описание сверху вниз, глубина указана от поверхности воды в озере):

500–600 см – гиттия коричневая, рыхлая, обводненная, обогащенная растительными остатками, верхние 20 см осадка вымывается при поднятии пробоотборника. С глубиной появляется неясная слоистость. Контакт с подстилающим слоем постепенный;

600–700 см – гиттия слоистая, коричневая до темно-коричневой, с прослоями темно-бурого цвета (толщиной от 0.5 до 2–5 см). Слоистость неравномерно распределена по длине интервала. В интервале глубин 664–675 см отмечаются скопления коры березы, растительного детрита, веточек. Переход в подстилающий слой постепенный;

700–735 см – гиттия коричневая неяснослоистая;

735–757 см – гиттия от коричневой до светло-коричневой, с включением единичных зерен гравия (!), размерами 0.7 × 0.4 см (интервал 735–738 см). В этом интервале отмечаются многочисленные фрагменты коры березы разной формы и размеров от мелких 0.3 до 1–3 см, растительные остатки и веточки до 0.4 см в поперечном сечении. С уровня 750 см цвет гиттии постепенно становится более светлым. Контакт с нижележащим слоем постепенный, появляются минеральные частицы;

757–772 см – слоистая толща, состоящая из гиттии и алеврита (прослои 2 мм), контакт с нижележащим слоем четкий, ровный. Переходная зона от гиттии к алевриту;

772–793 см – алеврит светло-серого цвета с прослоями тонкозернистого серого песка (толщиной 3–3.5 см), с примесью органики (прослой гиттии?);

793–800 см – тонкослоистые алевриты и пески, с включениями в песок фрагментов разной формы светло-серой глины (2 × 2.5см).

В строении разреза выделяются две основные фации осадков: приледникового озера (алевриты и пески) и современного пресноводного озера (гиттия), что подтверждается предварительными результатами диатомового анализа.

Диатомовый анализ

Для восстановления условий осадконакопления в котловине озера был выполнен диатомовый анализ. В 26 образах обнаружено 192 вида диатомовых водорослей. По изменениям видового состава и концентрации видов в составе диатомовых комплексов выделено восемь зон развития диатомовых водорослей (рис. 2).

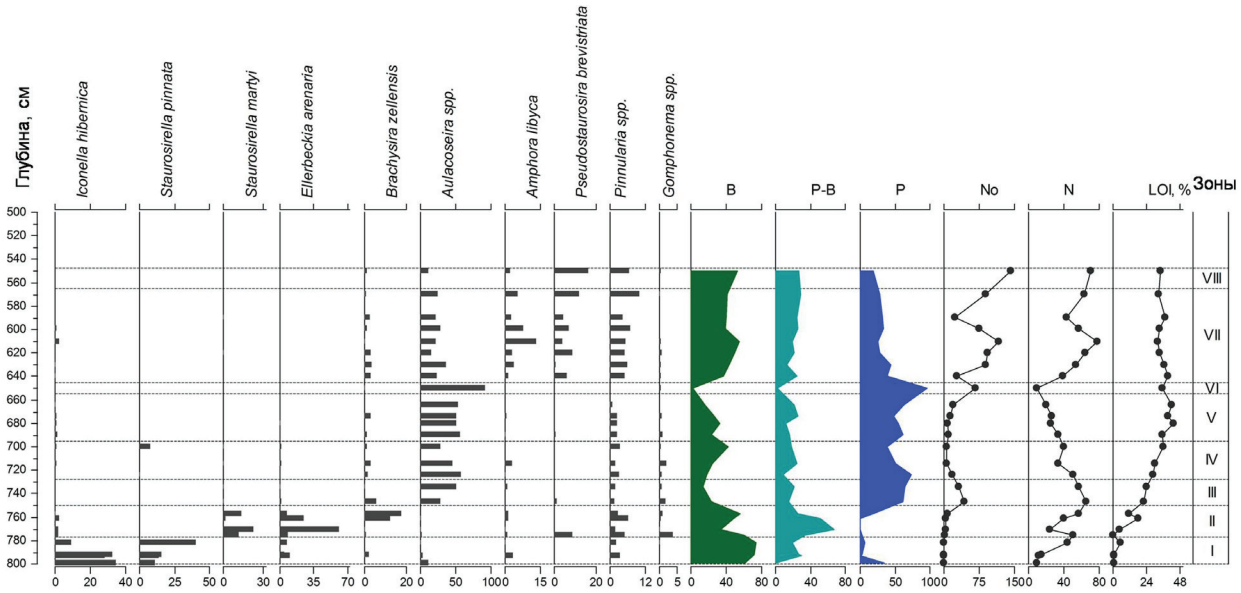


Рис. 2. Диатомовая диаграмма массовых и индикаторных видов (%) осадков безымянного озера в районе палеосейсмодислокации «Чуна», местообитание диатомовых водорослей (B – бентосные, P–B – планктонно-бентосные, P – планктонные), обилие створок в сухом веществе (No, млн ств./г), число таксонов в образце (N), потери при прокаливании (LOI, %)

Fig. 2. Diatom diagram of mass and indicator species (%) of the unnamed lake sediments in the area of the paleoseismic dislocation «Chuna», habitat of diatoms (B – benthic, P–B – plankto-benthic, P – planktic), concentration of valves in dry matter (No, n valves × g-1), number diatom taxa in the sample (N), loss-on-ignition (LOI, %)

Зона 1 (775–800 см) выделена в опесчаненном алеврите, слагающем подошву вскрытых отложений. Содержание диатомовых водорослей минимальное по колонке, 66 тыс. ств./г – 1.8 млн ств./г. Видовое богатство увеличивается к верхней части зоны с 9 до 50 таксонов. В интервале 792–800 см доминируют крупноклеточная *Iconella hibernica* (Ehrb.) Ruck и *Staurosirella pinnata* (Ehrb.) Williams. Состав диатомей указывает на формирование отложений в условиях слабощелочной реакции среды и низкой продуктивности. В верхней части этой зоны (775–792 см) преобладают представители рода *Staurosirella,* присутствует *Ellerbeckia arenaria* (D.Moore ex Ralfs) Dorofeyuk & Kulikovskiy. Бентосные виды преобладают как по относительной численности и общему обилию, так и по количеству видов.

Зона 2 (757–772 см) соотносится с переходной зоной от алеврита к гиттии. Доминируют *Ellerbeckia arenaria, Staurosirella martyi* (Héribaud) Morales, *Brachysira zellensis* (Grunow) Round. Наблюдается увеличение содержания органического вещества (ППП до 17 %), общего обилия (3–8 млн ств./г). В слое 771–772 см в составе диатомовых комплексов 61 % приходится на крупноклеточную *Ellerbeckia arenaria*, которая по экологическим предпочтениям относится к индифферентным по отно-

шению к солености воды и к стенотермным (холодолюбивым) формам, является индикатором ксеносапробных условий. Диатомовый комплекс указывает на щелочные условия среды. Увеличение показателей видового богатства, общего обилия и содержания органического вещества отражают улучшение климатических условий в конце данного периода.

Зона 3 (724–748 см) представлена гиттией с различными включениями. Слой 747–748 см характеризуется многократным увеличением общего обилия створок (42 млн ств./г), видовое богатство достигает 65 видов, продолжает расти содержание органического вещества (22 %). Происходит смена доминантов: планктонные формы, представленные представителями рода *Aulacoseira*, занимают лидирующее положение и на их долю приходится 60 %. Среди бентосных форм преобладают *Brachysira zellensis* и *Staurosira construens* Ehrenberg. В вышележащих слоях (735–734; 724–725) продолжает увеличиваться содержание органического вещества (до 28 %), а вот общее обилие (18 млн ств./г) и видовое богатство (50 видов) снижаются. Преобладают мелкоклеточные диатомеи родов *Aulacoseira* и *Cyclotella*. Увеличивается количество ломаных створок, сохранены лишь мелкоклеточные створки.

Зона 4 (700–715 см) соотносится с гиттией коричневой неяснослоистой. Общее обилие створок диатомей в отложениях уменьшается до 5 млн ств./г при сохранении возрастающей динамики содержания органического вещества в отложениях (35 %). Видовое богатство снижается до 40 видов. Соотношение планктонных и бентосных видов в слое 700–701 см одинаково и по относительной численности, и по обилию створок. Сохранность створок очень плохая.

Зона 5 (664–691 см) соответствует гиттии слоистой со скоплениями коры березы, растительного детрита, веточек. Наблюдается увеличение общего обилия створок диатомей до 18 млн ств./г, содержание органического вещества по-прежнему увеличивается до 42 %. При этом видовое богатство продолжает снижаться, в слое 664–665 см обнаружено всего 20 таксонов, из которых на долю планктонных видов приходится 63 % и представлены они мелкоклеточными представителями из родов *Aulacoseira* и *Cyclotella*. Единичное присутствие бентосных форм из родов *Cymbella* и *Gomphonema*, клетки которых прикрепляются к субстрату студенистыми ножками, указывает на нарушение условий их обитания, выраженное, возможно, в подвижности субстрата (грунта).

Зона 6 (650–651 см) представлена 9 таксонами, из которых 92 % приходится на планктонные мелкоклеточные *Aulacoseira* sp. Общее обилие составляет 66 млн ств./г, наблюдается незначительное снижение органического вещества в отложениях до 35 %. В целом, в данной зоне продолжается процесс, который вызвал нарушения условий обитания диатомовых водорослей.

Зона 7 (570–641 см) характеризуется увеличением общего обилия створок до слоя 610–611 см (116 млн ств./г) и снижением в вышележащих слоях до 23 млн ств./г в слое 590–591 см. Сходная динамика наблюдается и для видового богатства. Процентное содержание бентосный форм диатомей возрастает, и с глубины 620–621 см они становятся доминирующей группой. Развиваются *Amphora libyca* Ehrb., *Karayevia laterostrata* (Hustedt) Bukhtiyarova, крупноклеточные диатомей *Surirella robusta var. robusta* Ehrb. и *Iconella hibernica*, представители рода *Pinnularia* (P. *biceps* W.Gregory, P. *nodosa* (Ehrenberg) W.Smith). Существенная доля по-прежнему принадлежит планктонным формам, представленным *Aulacoseira* spp. (рис. 2). Сохранность створок хорошая, сохранились целыми даже крупноклеточные створки.

Слой 599–600 и 590–591 см характеризуются снижением общего обилия (до 23 млн ств./г) и видового богатства (до 43 видов) диатомей. В слое 590–591 см сохранность створок плохая, целые лишь мелкоклеточные створки.

Выше в слое 570–571 см наблюдается восстановление спокойных условий. Вновь увеличивается общее обилие (88 млн ств./г) и видовое богатство (63 вида) диатомовых водорослей. Доминирует планктонно-бентосный вид *Pseudostaurosira brevistriata* (Grunow) D.M.Williams, развитие которого отмечено в более теплые периоды голоцена (Podritske, Gajewski, 2007). В группу субдоминантов входят бентосные *Amphora libyca, Brachysira brebissonii* R.Ross, *Pinnularia interrupta* W.Smith.

Зона 8 представлена одним слоем 550–551 см. Характеризуется максимальными значениями общего обилия створок (142 млн ств./г) и видового богатства (71 вид) диатомей по всей колон-

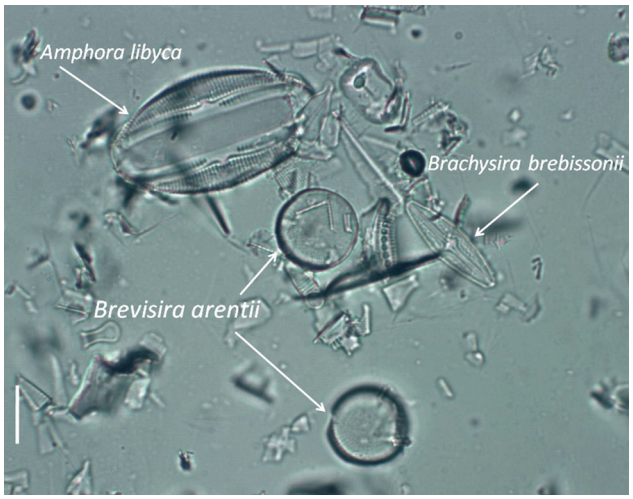


Рис. 3. Створки доминантных видов диатомовых водорослей в слое донных отложений 550–551 см. Масштаб 10 мкм

Fig. 3. Valves of dominant species of diatoms in the bottom sediment layer 550–551 cm. Scale bar 10 μm

ке. К группе доминантов присоединяются бентосные ацидофильные виды: *Brevisira arentii* (Kolbe) Krammer, *Brachysira brebissonii* (рис. 3). Увеличивается содержание видов, характерных для закисленных озер и болот: *Eunotia* spp., *Frustulia* spp., *Pinnularia* spp. (рис. 2).

В двух интервалах колонки донных отложений (664–715, 590–591 см) накопление которых происходило в благоприятные климатические периоды, наблюдалась повышенная фрагментация створок, низкие показатели общего обилия и видового богатства диатомовых водорослей (рис. 2), отражая неблагоприятные условия для развития диатомовой флоры. Такие изменения возможны под воздействием локальных факторов. Подобная динамика в развитии диатомовой флоры была выявлена в безымянном озере на западном побережье оз. Бабинская Имандра (Косова и др., 2020), в котором снижение общего обилия и видового богатства вызвано последствиями землетрясения, в среднем голоцене – 7330 ± 270–6440 ± 340 кал. л. н. (Nikolaeva, 2022).

Заключение

Предварительный анализ полученных результатов исследования донных отложений безымянного озера на западном побережье оз. Экостровская Имандра позволило установить особенности условий осадконакопления в течение голоцена. По данным диатомового анализа, в первую очередь, привлекает внимание динамика общего обилия створок диатомей. Низкие показатели на начальных этапах развития озера определялись суровыми климатическими условиями в пребореальный период. Потепление в бореальный период (9800 ± 230 кал. л. н) способствовало увеличению продуктивности озера, росту численности и разнообразия диатомовых водорослей. В дальнейшей динамике выявлено два минимума общего обилия створок и видового богатства диатомей, имеющих плохую сохранность створок. Данные минимумы выделяются в горизонтах донных отложений, состоящих их макро- и микроостатков растений и торфа, не типичных для нормальных условий осадконакопления. Подобные изменения могли возникнуть в результате эрозионных процессов.

К настоящему времени получены две датировки из средней части разреза, а также отобраны дополнительные пробы на радиоуглеродный анализ, на основании которого можно будет более определенно говорить о времени формирования осадков.

Благодарности

Мы благодарим за помощь в проведении полевых работ Д. С. Толстоброва (ГИ КНЦ РАН, Апатиты) и А. Н. Королеву (ОИФЗ РАН, Москва).

Работа выполнена в Институте проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН в рамках темы НИР FMEZ-2025-0061 и в Геологическом институте КНЦ РАН в рамках темы НИР FMEZ-2024-0007.

Литература

1. Боровичёв Е. А., Денисов Д. Б., Корнейкова М. В., Исаева Л. Г., Разумовская А. В., Химич Ю. Р., Мелехин А. В., Косова А. Л. Гербарий ИППЭС КНЦ РАН // Труды КНЦ РАН. 2018. Т. 9, № 9–6. С. 179–186. https://doi.org/10.25702/KSC.2307-5252.2018.9.9.179-186.
2. Давыдова Н. Н. Диатомовые водоросли – индикаторы природных условий водоемов в голоцене. Л. Изд-во: Наука, 1985. 244 с.
3. Косова А. Л., Денисов Д. Б., Николаева С. Б. Таксономическое разнообразие диатомовых комплексов голоценовых донных отложений малых водоемов депрессии озера Имандра // Междисциплинарный научный и прикладной журнал «Биосфера». 2020. № 1(12). С. 41–50. https://doi.org/10.24855/BIOSFERA.V12I1.538.
4. Куликовский М. С., Глущенко А.М. , Генкал С. И., Кузнецова И. В. Определитель диатомовых водорослей России. Ярославль. Изд-во: Филигринь, 2016. 804 с.
5. Методы экологических исследований водоемов Арктики: монография / С. С. Сандимиров, Л. П. Кудрявцева, В. А. Даувальтер [и др.]. Мурманск. Изд-во: МГТУ, 2019. 180 с.
6. Николаева С. Б., Никонов А. А. Сейсмогеология Имандровского бассейна – актуальная сводка материалов // Труды Ферсмановской научной сессии. 2019. № 16. С. 433–437. https://doi.org/10.31241/FNS.2019.16.088.
7. Экологическое состояние озера Имандра: в 2-х томах. Т. 1: Гидролого-геохимические условия / коллектив авторов; под ред. Т. И. Моисеенко, В. А. Даувальтера, С. С. Сандимирова; Институт проблем промышленной экологии Севера; ФИЦ КНЦ РАН. Апатиты. Изд-во: ФИЦ КНЦ РАН, 2023. 221 с.
8. Nikolaeva S. B. Traces of Seismic Activity in the Lake Bottom Sediments of Eastern Fennoscandia // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. V. 13, No. 5. P. 5–10. https://doi.org/ doi:10.5800/GT-2022-13-5-0676.
9. Podritske B., Gajewski K. Diatom community response to multiple scales of Holocene climate variability in a small lake on Victoria Island, NWT, Canada // Quaternary Sci. Rev. 2007. V. 26. P. 3179–3196. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.06.009.
10. Guiry M. D., Guiry G. M. AlgaeBase. World-wide electronic publication, National University of Ireland, Galway. 2019. http://www.algaebase.org (дата обращения: 15.03.2025).
11. Krammer K. Cymbella // Diatoms of Europe, Diatoms of the European Inland waters and comparable habitats / (Ed.) H. Lange-Bertalot. V. 3. A.R.G. Gantner Verlag K.G., 2002. P. 584.
12. Krammer K. Cymbopleura, Delicata, Navicymbula, Gomphocymbellopsis, Afrocymbella // Diatoms of Europe / (Ed.) H. Lange-Bertalot. V. 4. Ruggell: A. R. G. GantnerVerlag K. G., 2003. 530 p.
13. Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae, Subwasserflora von Mitteleuropa. V. 2(1–4). Stuttgart/ Jena: Gustav Fisher Verlag, 1988–1991.
14. Lange-Bertalot H., Hofmann G., Werum M., Cantonati M. Freshwater Benthic Diatoms of Central Europe: Over 800 Common Species Used in Ecological Assessment / (Eds.) M. Cantonati, M. G. Kelly & H. Lange-Bertalot. Koeltz Botanical Books. 2017. 942 p.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 130–134

Вклад академика Г. И. Горецкого в развитие геологических исследований в Беларуси: к 125-летию со дня рождения

Кухарик Е. А.
Государственное научное учреждение «Институт природопользования Национальной академии наук Беларуси», Минск, shzhk@mail.ru

Аннотация. 10 апреля 2025 г. исполняется 125 лет со дня рождения выдающегося белорусского ученого в области экономической географии и геологии квартера, известного организатора науки и общественного деятеля, академика АН БССР Гавриила Ивановича Горецкого (1900–1988). Первый опыт геологической работы Г. И. Горецкий получил, занимая должность научного сотрудника Геологической базы Ленинградского геологоразведочного треста на Беломорстрое (пос. Медвежья Гора, Карельская АССР). После возвращения на родину в 1968 г. организовал научные исследования в области стратиграфии и палеогеографии четвертичного периода и геоморфологии, возглавил созданную им крупную научную школу, которой руководил до последних дней жизни. В течение последующих 20 лет Гавриил Иванович получил фундаментальные научные результаты по названным направлениям применительно к территории Беларуси, многие из которых не потеряли актуальности и сегодня. Краткому рассмотрению вклада академика Г. И. Горецкого в геологическое изучение территории Беларуси посвящена настоящая статья.

Ключевые слова: Г. И. Горецкий, четвертичная геология, геоморфология, палеогеография, палеопотамология, Беларусь.

Academician G.I. Goretsky's contribution to the development of geological research in Belarus: on the 125th anniversary of his birth

Kukharik E. A.
Institute for Nature Management of the National Academy of Sciences of Belarus, Minsk, shzhk@mail.ru

Abstract. April 10, 2025 marks the 125th anniversary of the birth of an outstanding belarusian scientist in the field of economic geography and geology of the Quaternary period, a famous organizer of science and public figure, academician of the Academy of Sciences of the BSSR Gavriil Ivanovich Goretsky (1900–1988). G. I. Goretsky gained his first experience in geology while holding the position of a researcher at the Geological Base of the Leningrad Geological Prospecting Trust in Belomorstroy (Medvezhya Gora, Karelian ASSR). Returning to homeland in 1968, he organized scientific research in the field of stratigraphy and paleogeography of the Quaternary period and geomorphology. The large scientific school was created and headed by him until the last days of his life. Over the subsequent 20 years, Gavriil Ivanovich obtained fundamental scientific results in the above-mentioned fields concerning the territory of Belarus. Many of them have not lost their relevance up to the present day. This article provides a brief review of the contribution of Academician G. I. Goretsky to the geological study of the territory of Belarus.

Keywords: G. I. Goretsky, Quaternary geology, geomorphology, paleogeography, paleopotamology, Belarus.

Введение

Гавриил Иванович Горецкий (1900–1988), будучи выдающимся ученым, организатором науки и общественным деятелем, внес огромный вклад в развитие геологических исследований на территории Беларуси. Будучи избранным одним из первых академиком созданной в 1928 г. Белорусской академии наук (ныне – Национальная академия наук Беларуси) как признанный специалист в области экономической географии, начиная с 1931 г. он на 37 лет был оторван от родины. На крупных стройках Советского Союза Г. И. Горецкий приобрел опыт геологической работы и накопил огромный оригинальный фактический материал, обобщение которого позволило ему развить новое научное направление – палеопотамологию, и создать в стенах Института геохимии и геофизики АН БССР крупную научную школу в области четвертичной геологии. Этим Гавриил Иванович

навсегда вписал свое имя в историю мировой геологической науки. В последние 20 лет жизни геологические исследования академика Г. И. Горецкого были сосредоточены преимущественно на территории Беларуси, об основных результатах которых говорится в настоящей статье.

Основная часть

Г. И. Горецкий родился в д. Малая Богатьковка Мстиславского района Могилевской области в семье крестьян. В 1906–1914 гг. учился в начальных учебных заведениях. После окончания школы поступил в Горецкое землемерно-агрономическое училище в г. Горки, где проучился до 1919 г. Позднее – студент Уфимского института народного образования, г. Уфа (1919–1920 гг.), Петровской (Тимирязевской) сельскохозяйственной академии, г. Москва (1920–1924 гг.). В период с 1923 по 1925 гг. работал преподавателем в Коммунистическом университете национальных меньшинств Запада (г. Москва), в 1925–1927 гг. – доцент, заведующий кафедрой Белорусской государственной академии сельского хозяйства (г. Горки), в 1927–1930 гг. – директор Белорусского научно-исследовательского института сельского и лесного хозяйства имени В. И. Ленина (г. Минск). В 1928 г. постановлением СНК БССР утвержден действительным членом (академиком) Белорусской академии наук (Горецкий, Оноприенко, 2012).

С 1931 г. Г. И. Горецкий занят выполнением инженерно-геологических изысканий на Беломорстрое в качестве научного сотрудника Геологической базы Ленинградского геологоразведочного треста (пос. Медвежья Гора, Карельская АССР). Это был первый опыт его геологической работы. В 1932–1940 гг. он работал на должностях старшего инженера-геолога и главного геолога на ответственных участках строительства таких крупных сооружений, как Беломорско-Балтийский канал, Нижне-Туломская и Верхне-Туломская ГЭС. В первые годы Великой Отечественной войны проводил инженерно-геологические изыскания под строительство оборонных сооружений, выполнял оценку проходимости территории разными видами войсковых подразделений, поиск и разведку месторождений строительных материалов, питьевой воды в пределах Ленинградской, Калининской, Вологодской областей. В 1942–1969 гг. работал в различных структурах Гидропроекта, принимал участие в строительстве каскада гидроэлектростанций и других гидротехнических сооружений на реках Волга, Кама и др.

Гавриилу Ивановичу, благодаря имеющемуся таланту исследователя, параллельно с выполнением инженерно-геологических изысканий под различные крупные строительные объекты удалось накопить и обобщить обширный фактический материал по четвертичной геологии, геоморфологии и палеогеографии северных и центральных районов Европейской части СССР. Это позволило ему 16 февраля 1945 г. в Институте геологических наук АН СССР защитить кандидатскую диссертацию, а менее чем через год, 13 мая 1946 г. здесь же – диссертацию на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. На протяжении 1950-х и первой половины 1960-х годов Гавриил Иванович занимался инженерно-геологическими изысканиями в структурах Гидропроекта и параллельно с этим обобщал огромный накопленный материал по изучению древних рек Восточно-Европейской платформы. Результатом научных исследований этих лет стали фундаментальные монографии (Горецкий, 1964, 1966), которые в совокупности с публикациями в периодических изданиях составили основу нового научного направления – палеопотамологии – части палеогидрологии, изучающей древние (ископаемые) реки, или палеореки (Веклич, 1999).

В 1968 г. Гавриил Иванович переезжает в г. Минск. До 1971 г. он – старший научный сотрудник, заведующий сектором палеогеографии антропогенового периода Лаборатории геохимических проблем АН БССР, в 1971–1985 гг. – заведующий отделом палеогеографии антропогена (с 1973 г. – отдел, с 1978 г. – лаборатория геологии и палеопотамологии антропогена Института геохимии и геофизики АН БССР). С конца 1960-х гг. Г. И. Горецкий сосредотачивает геологические научные исследования на территории Беларуси, создает в стенах Института геохимии и геофизики АН БССР крупную научную школу в области четвертичной геологии, которой руководил до последних лет жизни (рис. 1).

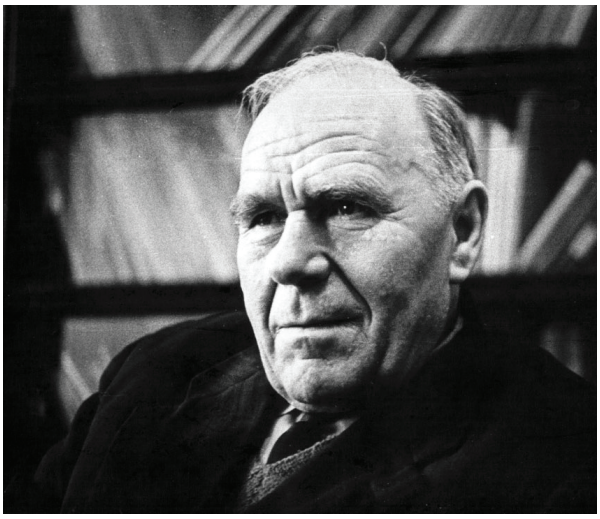


Рис. 1. Гавриил Иванович Горецкий (Минск, 1971 г.) (Горецкий, Оноприенко, 2012)

Fig. 1. Gavriil Ivanovich Goretsky (Minsk, 1971) (Goretsky, Onoprienko, 2012)

Г. И. Горецкий оставил большое научное наследие в виде более 160 опубликованных научных трудов в области стратиграфии и палеогеографии квартера и геоморфологии. В кратком изложении основные результаты деятельности Гавриила Ивановича в организации и выполнении геологических исследований на территории Беларуси сводятся к следующему.

Постановка проблемы комплексного изучения геологии квартера Беларуси

Анализ развития четвертичной геологии в стране показывает, что до конца 1960-х гг. четвертичные исследования в Беларуси выполнялись отдельными научными группами под руководством академика К. И. Лукашева и доктора геолого-минералогических наук М. М. Цапенко, однако не имели системного характера. Наиболее полно и с широким размахом они начали развиваться после возвращения Гавриила Ивановича для постоянной работы в г. Минск. Именно Г. И. Горецкий одним из первых поставил вопрос о необходимости организации и проведения комплексных исследований по четвертичной геологии в пределах Беларуси. Он обосновывал это следующим: «Главной особенностью Беларуси является наиболее полное развитие ледниковой формации. В Беларуси сохранились ледниковые отложения всех плейстоценовых оледенений…» (Гарэцкі, 1978, стр. 7). В этой связи территория Беларуси рассматривалась им как эталонный полигон для изучения особенностей развития равнинных пространств в квартере, и перед белорусскими исследователями ставилась крупная научная задача – изучить четвертичную систему всесторонне и досконально с использованием самого широкого комплекса методов.

Выполнение научных исследований в области четвертичной геологии Беларуси

Г. И. Горецкий, как уже было сказано выше, в структуре Института геохимии и геофизики АН БССР организовал научное подразделение – лабораторию геологии и палеопотамологии антропогена. Сотрудники лаборатории выполняли исследования по широкому кругу проблем четвертичной геологии Беларуси с применением спорово-пыльцевого (палинологического), палеокарпологического, диатомового, малакофаунистического, остракодового, палеоэнтомологического, радиоуглеродного, минералогического, петрографического, геохимического, палеогеоморфологического, археологического, палеопотамологического и других методов. Это позволило Гавриилу Ивановичу создать научную школу, получившую большую известность в Советском Союзе и далеко за его пределами. Представители школы стали признанными специалистами в выбранных ими научных направлениях, защитили кандидатские и докторские диссертации (рис. 2).

Существенные результаты Г. И. Горецкий получил в области палеопотамологии, работая на территории Беларуси. Помимо целого ряда научных статей, им были опубликованы монографии (Горецкий, 1970, 1980). В первой из них реконструирована история развития р. Днепр от начала четвертичного периода до конца днепровской стадии припятского оледенения, прослежено

соотношение различных аллювиальных свит с морскими трансгрессиями и регрессиями, с оледенениями, образованием глубоких ложбин ледникового выпахивания и размыва, гляциодислокациями и порогами. Вторая монография посвящена выявлению и характеристике особенностей палеопотамологии р. Неман как типичной реки ледниковых областей, протекавшей навстречу ледникам. При проведении этих исследований был привлечен большой объем бурового материала, который позволил использовать обоснованный Г. И. Горецким метод цепной литолого-генетической увязки разрезов скважин.

Координация исследований в области четвертичной геологии на территории Беларуси. Огромна роль академика Г. И. Горецкого в координации четвертичных исследований территории Беларуси. С целью консолидации деятельности всех исследователей квартера Беларуси независимо от места работы, при Академии наук БССР в 1969 г. была создана Белорусская антропогеновая комиссия, которую возглавил Гавриил Иванович. Кроме этого, с 1967 г. он являлся председателем Советской секции Международного союза по изучению четвертичного периода (INQUA), с 1948 г. – членом, а в период с 1968 по 1983 гг. – председателем комиссии АН СССР по изучению четвертичного периода. Также входил в состав ряда научных проблемных советов разной ведомственной подчиненности, комиссий, редакционных коллегий, трудился на должности заместителя академика-секретаря Отделения химических и геологических наук АН БССР. Важным результатом работы Г. И. Горецкого в деле координации научных исследований в области четвертичной геологии Беларуси является анализ их развития, изложенный в обобщающих научных статьях (Гарэцкі, 1978; Горецкий, 1986, 1988). В них не только представлены основные результаты деятельности геологов-четвертичников за определенный промежуток времени, но также обозначены основные задачи и требования к постановке специальных исследовательских и изыскательских работ на будущую перспективу.

Рис. 2. Коллектив лаборатории геологии и палеопотамологии антропогена Института геохимии и геофизики АН БССР, 1970-е гг. (фото из личного архива Т. Б. Рыловой)

Fig. 2. The collective of the Laboratory of Geology and Paleopotamology of the Anthropogene of the Institute of Geochemistry and Geophysics of the Academy of Sciences of the BSSR, 1970s (photo from the private archive of T. B. Rylova)

Заключение

Академик Г. И. Горецкий в течение последних 20 лет своей жизни, посвященных изучению четвертичной геологии территории Беларуси, получил значительные научные результаты и оставил яркий след в истории геологии. Созданная им научная школа геологов-четвертичников существует и сегодня, а ее представители развивают многие высказанные Гавриилом Ивановичем идеи и воззрения, не потерявшие актуальности до настоящего времени. Помимо научных достижений, академиком Г. И. Горецким проделана колоссальная организационная работа, позволившая довести изученность квартера Беларуси до высокого уровня, развить и внедрить в науку и практику геологоразведочных работ большой комплекс методов исследований. В памяти и сердцах благодарных учеников, коллег и единомышленников Гавриил Иванович навсегда останется замечательным человеком, талантливым исследователем, преданным родной Беларуси.

Литература

1. Гарецкий Р. Г., Оноприенко В. И. Гавриил Иванович Горецкий. Киев: Информ.-аналит. агентство, 2012. 545 с.
2. Горецкий Г. И. Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна. М. Изд-во: Наука, 1964. 415 с.
3. Горецкий Г. И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. Аллювий Пра-Волги. М. Изд-во: Наука, 1966. 411 с.
4. Веклич М. Ф. Г. И. Горецкий и палеопотамология // Літасфера. 1999. № 10–11. С. 29–36.
5. Гарэцкі Г. І. Асноўныя вынікі вывучэння антрапагену Беларусі ў Акадэміі навук БССР // Даследаванні антрапагену Беларусі. Мінск: Навука і тэхніка, 1978. С. 7–22.
6. Горецкий Г. И. Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. М. Изд-во: Наука, 1970. 491 с.
7. Горецкий Г. И. Особенности палеопотамологии ледниковых областей (на примере Белорусского Понеманья). М. Изд-во: Наука, 1980. 288 с.
8. Горецкий Г. И. Основные проблемы изучения антропогена Белоруссии // Геология Белоруссии. Минск. Изд-во: Наука и техника, 1988. С. 10–13.
9. Горецкий Г. И. Узлы синтеза в антропогеновых образованиях Белоруссии // Доклады АН БССР. 1986. Т. XXX, № 4. С. 355–357.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 135–145

Кристаллические включения в Ba-Fe-титанатах и цирконе сидеритовых пород массива Томтор, Республика Саха (Якутия): ключ к пониманию их генезиса

Лазарева Е. В., Шарыгин В. В., Ращенко С. В., Толстов А. В., Жмодик С. М.
Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, lazareva@igm.nsc.ru

Аннотация. Брэдлиит, фторапатит, ханнешит и флогопит были выявлены в качестве главных минеральных включений в Ba-Fe-титанатах (минералы групп кричтонита и прайдерита) и цирконе в сидерит-гидрослюдистых породах массива Томтор. Помимо этого, в этих минералах были обнаружены сидерит, горсейксит, рутил, бадделиит, кальцит, магнезит и неидентифицированный K-фосфат. Циркон и Ba-Fe-титанаты совместно с хромитом являются реликтовыми минералами в сидеритовых породах Томтора. Высокощелочной состав включений в этих минералах указывает на их вероятный источник – щелочные породы массива Томтор. Идентификация включений и их минерала-хозяина производилась методами сканирующей микроскопии, микрозондового анализа и Рамановской спектроскопии.

Ключевые слова: брэдлиит, фторапатит, ханнешит, флогопит, группа кричтонита, группа прайдерита, циркон, массив Томтор.

Crystal inclusions in Ba-Fe titanates and zircon from siderite rocks of Tomtor massif, Sakha Republic (Yakutia): a key to understanding of their genesis

Lazareva E. V., Sharygin V. V., Rashchenko S. V., Tolstov A. V., Zhmodik S. M.
V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, lazareva@igm.nsc.ru

Abstract. Bradleyite, fluorapatite, hanneshite and phlogopite have been found as the main mineral inclusions in Ba-Fe-titanates (crichtonite- and priderite-group minerals) and zircon from siderite-hydromica rocks of the Tomtor massif. Additionally siderite, gorceixite, rutile, baddeleyite, calcite, magnesite and unidentified K-phosphate were observed in these host minerals. Zircon and Ba-Fe-titanates plus chromite are to be relic minerals for the Tomtor siderite rocks. High-alkali composition of inclusions in the minerals indicates on their probable source, namely on initial magmatic alkaline rocks of the Tomtor massif. The identification of inclusions and their host minerals was performed by using of scanning microscopy, microprobe and Raman spectroscopy.

Keywords: bradleyite, fluorapatite, hanneshite. phlogopite, crichtonite group, priderite group, zircon, Tomtor massif.

Введение

Натровые и натрий-содержащие карбонаты и карбонат-фосфаты («ньерereит», шортит, нортупит, эйтелит, бонштедтит, брэдлиит и др.) иногда присутствуют в виде включений в оливине, магнетите, ильмените, бадделиите, цирконе, перовските, флюорите и пирите в породах щелочно-карбонатитовых комплексов (Михайлова и др., 2002; Андреева и др., 2006; Соколов и др., 2006; Шарыгин и др., 2011; Андреева, 2014; Шарыгин, 2024; Kogarko et al., 1991; Nielsen et al., 1997; Veksler et al., 1998; Zaitsev, Chakhmouradian, 2002; Zaitsev et al., 2004, 2015; Panina, 2005; Chen et al., 2013; Sharygin, Doroshkevich, 2017; Potter et al., 2020; Chayka et al., 2021, 2023; Doroshkevich et al., 2021; Kamenetsky et al., 2021; Kozlov et al., 2021; Prokopyev et al., 2021). В ходе исследования состава пород «сидеритового горизонта», подстилающего богатые Nb-REE руды месторождения Томтор, впервые в истории изучения массива выявлены Ba-Fe-титанаты, изобилующие включениями разнообразных минералов, основными из которых являются карбонат-фосфаты, карбонаты и фосфаты щелочных, щелочноземельных и редкоземельных элементов. В данной работе приводится первое описание этих включений и содержащих их минералов (Ba-Fe-титанаты и циркон).

Объект исследования

Томторский массив щелочных пород и карбонатитов располагается на севере Сибирской платформы к востоку от Анабарского щита в осевой части Уджинского поднятия (Егоров и др., 1985), на пересечении древнего авлакогена с Молодо-Попигайским вулкано-плутоническим поясом (Тектоника, геодинамика…, 2001). Массив представляет собой кольцевую интрузию центрального типа и является одним из крупнейших в мире карбонатитовых массивов как по общей площади (около 250 км ^{2}), так и по размеру карбонатитового ядра (40 км ^{2}) (Поршнев, Степанов, 1980, 1981; Толстов, Тян, 1999; Bagdasarov, 2009 и т. д.). Массив прорывает известняки, доломиты и терригенные метаморфизованные породы неопротерозойского возраста и перекрывается пермскими континентальными, юрскими морскими и четвертичными рыхлыми отложениями.

Внешнее кольцо Томторского массива сложено щелочными и нефелиновыми сиенитами (преобладают) и ультрамафитами – фоидолитами (нефелин-пироксеновыми породами ряда якупирангит-мельтейгит, ийолит-мельтейгит) (Багдасаров, 1997; Толстов, Тян, 1999; Okrugin, Zhuravlev, 2021) (рис. 1).

Ультрамафиты и фоидолиты образуют в средней части неполное кольцо (шириной 1.5–2.0 км), обрамляющее с восточной и западной сторон центральное ядро массива (диаметром 6 км), сложенное породами карбонатитового комплекса с реакционной каймой микроклин-слюдистых (± апатит, кальцит) пород. Карбонатитовое ядро представлено породами двух групп, которые на основании содержания Nb и REE подразделяются на безрудные и рудные.

Ещё до обнаружения в пределах массива Nb-REE месторождения на его территории велись поисково-разведочные работы для обнаружения коренных источников алмазов (Охлопков и др., 1987). Была проведена масштабная магнитная съёмка, что позволило на участках выявленных магнитных аномалий обнаружить значительное количество даек и трубок пикритов и альнеитов, прорывающих различные породы массива (рис. 1). На объекте исследования, участке Южный, установлено значительное количество таких аномалий.

На основании определения возраста пород массива Томтор, на сегодняшний день выделено 2 основных события: 1 – около 700 млн лет назад произошло становление щелочного плутона; 2 – около 400 млн лет назад, в пределах массива формировались субвулканические и вулканические структуры со множеством центров (Эрлих, Загрузина, 1981; Энтин и др., 1990; Зайцев и др., 1992; Vladykin et al., 2014; Skublov et al., 2020). Получены также свидетельства более молодых событий – 323 млн лет и 220 млн лет (Dobretsov et al., 2020). Последние датировки относятся к ультракалиевой породе, вскрытой скважиной при разведочном бурении участка Южный. Рядом с участком проходит крупный разлом, выходящий за пределы массива (рис. 1).

Богатые руды представляют собой три пластовые тела (участки Буранный Северный и Южный, рис. 1), залегающие, как считается, на породах профиля выветривания. Руды уникальны как по составу, так и по гранулометрическим характеристикам вещества – тонкослоистые, криптозернистые, содержат Nb, Y, Sc и REE в высоких концентрациях (Lazareva et al., 2015). Основные минералы руд подразделяются на два типа – терригенные, наследуемые из пород массива, и аутигенные, сформировавшиеся непосредственно в рудах. К первым относятся пирохлор, оксиды Ti (рутил, Nb-рутил, брукит), циркон, бадделеит, минералы группы хромита; ко вторым – монацит, минералы группы плюмбогуммита, минералы группы каолинита, гётит, сульфиды. Минералы Ti являются одними из основных породообразующих в рудах. Содержание TiO_2 составляет в среднем 6 %, максимальные значения достигают 16 %.

Почти повсеместно руды подстилают породы сидеритового горизонта (Коноплёв и др., 1992), генезис которого на данный момент не определён, и его принято считать частью профиля выветривания (Минерагения кор…, 2011). В породах сидеритового горизонта также распространены пирохлор, циркон, оксиды Ti, наследуемые, вероятнее всего, из пород массива. Большинство скважин при разведочном бурении руд были остановлены в сидеритовом горизонте, и данных о породах, являющихся материнскими для профиля выветривания мало. Судить о составе исходных пород можно по устойчивым, сохранившимся в гипергенных условиях минералам и по включениям в них. Собственно, таковыми являются описываемые в данной работе циркон, Ba-Fe-титанаты, рутил.

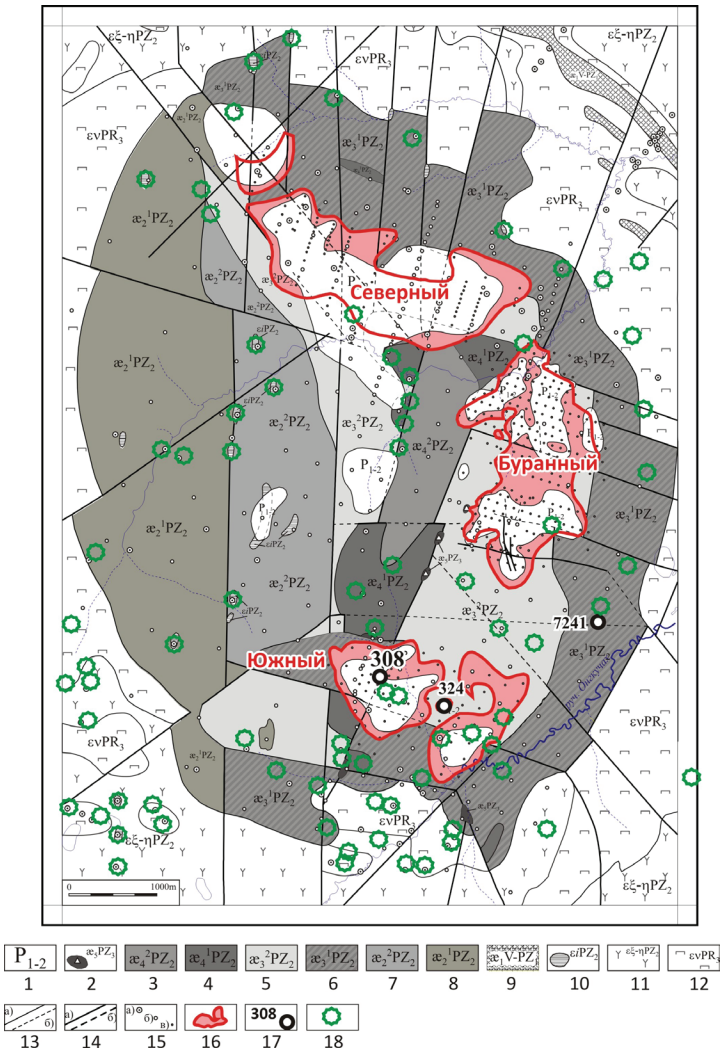


Рис. 1. Схематическая геологическая карта доюрских образований центральной части массива Томтор (составлена по Геологическая карта…, 1998): 1 – континентальные осадочные пермские отложения; 2 – карбонатитовые брекчии; 3 – карбонатиты редкометалльные; 4 – анкерит-шамозитовые породы; 5 – карбонатиты фосфорно-редкометалльные (полиминеральные); 6 – апатит-микроклин-слюдистые породы; 7 – карбонатиты безрудные (кальцитовые и доломит-кальцитовые); 8 – кальцит-микроклин-слюдистые породы; 9–камафориты; 10–щелочно-ультраосновные породы альнеит-тингуаитовой серии (альнеиты, щелочные пикриты, тингуаиты и др.); 11 – щелочные и нефелиновые сиениты; 12 – фоидолиты (нефелин-пироксенитовые породы ряда якупирангит-уртит); 13 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые и погребенные; 14 – тектонические нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые и погребенные; 15 – скважины: а – пробуренные до 1985 г., б – пробуренные Эбеляхской ГРП на поисково-оценочной стадии в 1985–1990 гг., в – разведочные, пробуренные по объекту Буранный в 1991–1994 гг.; 16 – контуры участков Северный, Буранный и Южный; 17 – скв. 308, из которого отобрана изучаемая порода; 18 – магнитные аномалии (положение дано по Охлопков и др., 1987)

Fig. 1. Schematic geological map for pre-Jurassic formations in the central part of the Tomtor massif (adopted after Geological map…, 1998): 1 – Permian continental sedimentary deposits; 2 – carbonatite breccias; 3 – rare-metal carbonatites; 4 – ankerite-chamosite rocks; 5 – phosphorus-rare metal carbonatites (polymineral); 6 – apatite-microcline-mica rocks; 7 – barren carbonatites (calcite and dolomite-calcite); 8 – calcite-microcline-mica rocks; 9 – kamaforites; 10 – alkaline-ultramafic rocks of the alneite-tinguaite series (alneites, alkali picrites, tinguaites, etc.); 11 – alkaline and nepheline syenites; 12 – foidolites (nepheline-pyroxenite rocks of the jacupirangite-urtite series); 13 – geological boundaries: a – certain, b – inferred and buried; 14 – tectonic faults: a – certain, b – inferred and buried; 15 – boreholes: a – drilled before 1985, b – drilled by the Ebeleyakh Exploration Party at the prospecting and evaluation stage in 1985–1990, c – exploration boreholes drilled at the Burannyi site in 1991–1994; 16 – contours of the Severny, Buranny and Yuzhny areas; 17 – borehole 308, from which the studied rock was sampled; 18 – magnetic anomalies (location according to Okhlopkov et al., 1987)

Методы исследования

Образец для исследования получен в результате разведочного бурения участка Южный (скв. 308 на глубине 74.5 м) и представлен гидрослюдисто-сидеритовой породой из «сидеритового» горизонта, располагающегося между верхним и нижним рудными горизонтами (Dobretsov et al., 2021).

Фотографии в обратно-рассеянных электронах (BSE), элементные карты, качественный и количественный анализ минералов (по энергодисперсионным спектрам, EDS метод, время набора – 20 с) были выполнены на сканирующем микроскопе TESCAN MIRA3 LMU (ИГМ СО РАН, Новосибирск). Все эти данные были получены с использованием программы INCA Energy 450+ (Oxford Instrument Analytical Ltd.). Условия съемки: V = 20 кВ, I = 1 нА. В качестве стандартов для большинства элементов были использованы простые оксиды, металлы и силикаты: SiO_2 (Si, O), Al_2O_3 (Al), диопсид (Mg, Ca), альбит (Na), ортоклаз (K), $Ca_2P_2O_7$ (P), BaF_2 (F), Cr_2O_3 (Cr), пирит (S), хлорапатит (Cl),

Ti, Fe, Mn, Ni, Co и др. Для количественной оптимизации (нормировка на ток зонда, калибровка спектрометра по энергии) применялся Co. Для EDS-анализов подбирались зерна минералов размером более 5 микрон.

Если состав включений карбонатных фаз определялся только на сканирующем микроскопе, то наиболее крупные зерна Ba-Fe-титанатов, циркона и рутила повторно были проанализированы на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8100 (Jeol Ltd) в ИГМ СО РАН. Параметры съемки: ускоряющее напряжение – 20 кВ, ток электронного пучка – 10 нА, диаметр электронного пучка – 1–2 мкм, время набора на пике (фоне) для каждого элемента составляло 10 (5 + 5) с. В качестве стандартов использовались: спессартин (Mn), гематит (Fe), диопсид (Mg), альбит (Na, Si, Al), TiO_2 (Ti), хлорапатит (Cl, Ca, P), хромит (Cr), ортоклаз (K), V_2O_5 (V), циркон (Zr), Ba- и Sr- силикатные стекла (Ba, Sr) и $ZnFe_2O_4$ (Zn). Коррекция на матричные эффекты выполнялась по методу PAP. Ошибка определения главных элементов составляла менее 2 отн. %.

Карбонатные минералы и минерал-хозяин были исследованы рамановским методом с помощью спектрометра LabRAM HR 800 мм (Horiba Scientific), соединенного с ССД детектором и конфокальным микроскопом Olympus BX40 (объектив ×100). Линия 514.5 нм от Nd:YAG лазера и мощность 50 мВт использовались для возбуждения образца. Параметры съемки: 10 накоплений по 10–15 с, фокальная диафрагма 200 мкм. Спектры были зарегистрированы в интервалах 100–1500 и 3000–4000 $см^{-1}$. Монохроматор был откалиброван по рамановской линии рассеяния для кремния (520.7 $см^{-1}$).

Результаты

Главными минералами исследуемой породы являются сидерит, гидрослюда (Al-глауконит – иллит ?), каолинит и горсейксит, второстепенными – Ba-Fe-титанаты, рутил (подтвержден Рамановской спектроскопией), циркон, монацит-(Ce), пирит, сфалерит/вюртцит, галенит, иногда тайниолит и калишпат. Ba-Fe-титанаты и циркон содержат большое количество субмикронных минеральных включений (рис. 2).

Доминирующий Ba-Fe-титанат («tomtorite», IMA 2025-020) относится к группе кричтонита (Расцветаева, 2020), а второй Ti-минерал – к группе прайдерита (МГП), надгруппа голландита (Biagioni et al., 2013). Оба минерала образуют ограненные зерна (до 50–100 μm), часто – срастания между собой, при этом МГП более ранний, чем «томторит» (рис. 2 а, б). МГП не очень хорошо сохранился, видны следы растворения, местами остались небольшие реликты в сидерите (рис. 2 г), по которым порой можно угадать очертания когда-то существовавшего кристалла (рис. 2 б). Кристаллы «томторита» сохранились значительно лучше, но в некоторых случаях разбиты трещинами и даже разломаны, а трещины заполнены сидеритом (рис. 2 в). Взаимоотношения циркона с «томторитом» и МГП наблюдались очень редко (рис. 2 е), при этом циркон кристаллизовался раньше «томторита», но позже МГП. Ещё один минерал Ti – рутил представлен сростками кристаллов (рис. 2 г, д), и включений, как правило, не содержит. В единственном случае внутри минерала наблюдались тонкие реликты МГП (рис. 2 г). Сидерит формирует обособленные стяжения, внутри которых помимо перечисленных минералов наблюдаются выделения и зональные кристаллы горсейксита (рис. 2). Стяжения сидерита располагаются в тонкозернистой массе гидрослюды, частично замещённой минералом группы каолинита. Ba-Fe-титанаты и циркон установлены также и в гидрослюдистой матрице. В целом, взаимоотношения минералов в сидеритовой породе указывают на следующий порядок кристаллизации для циркона и оксидов Ti (рис. 2): МГП → циркон → «томторит» → рутил.

Идеальная формула «томторита» – $BaMnFe^{2+}_2(Fe^{3+}_4Ti_2)Ti_{12}O_{38}$ (пространственная группа *R*-3, параметры ячейки: *a* = 10.447(2) Å, *c* = 20.882(4) Å; *V* = 1973.8(7) $Å^3$; *Z* = 3; данные С. В. Ращенко, ИГМ СО РАН). Минерал является Ba-аналогом кричтонита $SrMnFe^{2+}_2(Fe^{3+}_4Ti_2)Ti_{12}O_{38}$. Состав существенно варьирует (в мас. %, n = 562): BaO – 3.7–4.4; TiO_2 – 58.3–62.4; FeO_{tot} – 20.5–24.6; ZrO_2 – 0.4–2.4; Nb_2O_5 – 1.5–4.5; Cr_2O_3 и V_2O_3 – 0.2–1.5; ZnO – 0.1–0.9; SrO и PbO – 0.1–0.7; Na_2O – 0.3–0.6; K_2O – 0.2–1.0. Иногда в кристаллах фиксируется зональность с чередованием зон, обогащенных Nb, Nb+K, K, K-Fe-Nb и Cr (рис. 3). В целом, концентрации гипотетических

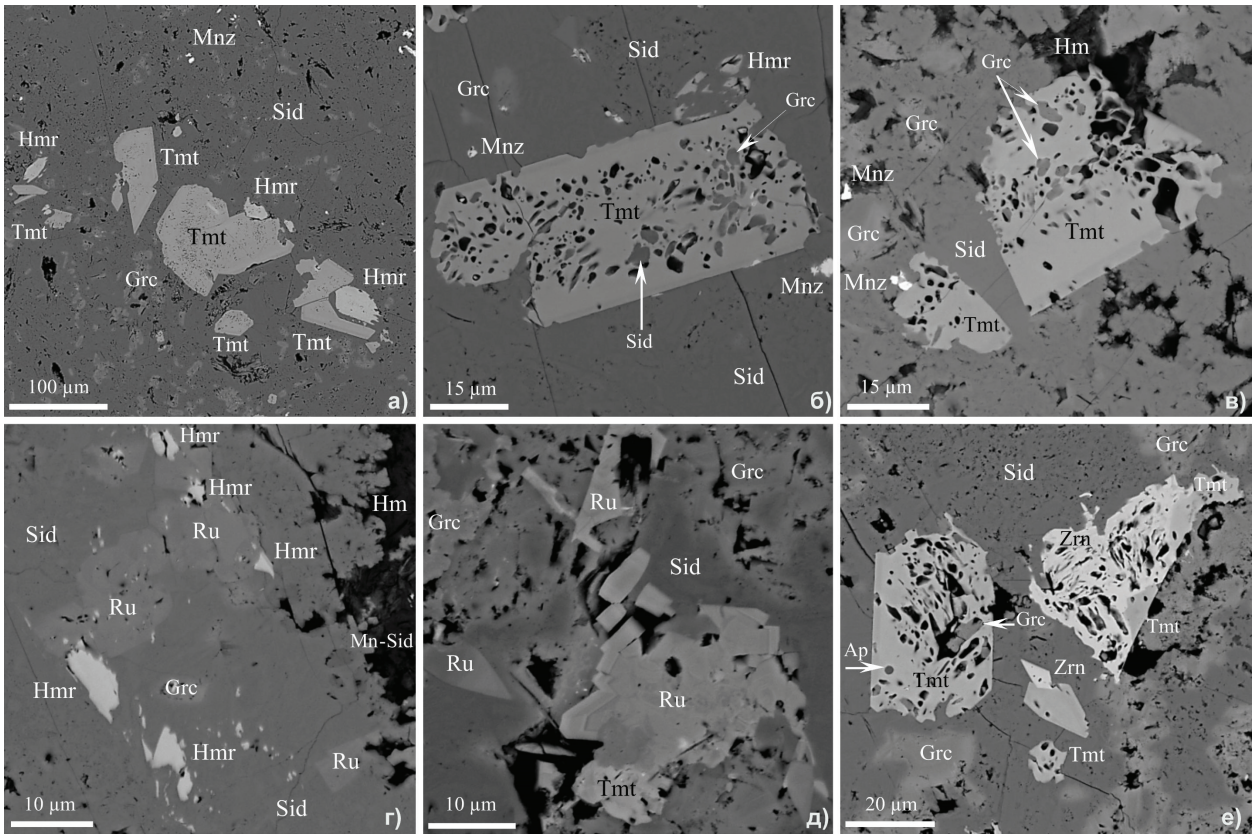


Рис. 2. Взаимоотношения рудных оксидных минералов в гидрослюдисто-сидеритовой породе массива Томтор (BSE фотографии): Sid – сидерит; Mnz – монацит-(Ce); Tmt – «томторит», группа кричтонита; Hmr – неидентифицированный Ba-Fe^3 – титанат, группа прайдерита; Grc – горсейксит, группа плюмбогуммита; Hm – гидрослюда; Ru – рутил; Zrn – циркон; Ap – фторапатит

Fig. 2. Relationships of ore oxide minerals in the hydromica-siderite rock, Tomtor massif (BSE images): Sid – siderite; Mnz – monazite-(Ce); Tmt – «tomtorite», crichtonite group; Hmr – unidentified Ba-Fe^{3+} – titanate, priderite group; Grc – gorceixite, plumbogummite group; Hm – hydromica; Ru – rutile; Zrn – zircon; Ap – fluorapatite

K- и Na-миналов могут достигать 25–30 мол. % (каждый), а усредненный состав «томторита» близок к $(Ba_{0.5}Na_{0.25}K_{0.25})Mn(Fe^{2+}_{1.5}Fe^{3+}_{0.5})(Fe^{3+}_{4}Ti_2)Ti_{12}O_{38}$.

Второй Ba-Fe-титанат (МГП) имеет идеальную формулу $Ba(Fe^{3+}_{2}Ti_6)O_{19}$ (пространственная группа $I4/m$, параметры ячейки: a = 10.174(2) Å, c = 2.967(2) Å, V = 307.1 (2) Å^3, Z = 2; данные С. В. Ращенко, ИГМ СО РАН) и является Fe^{3+}-аналогом генримейерита $Ba(Fe^{2+}Ti_7)O_{16}$ (Mitchell et al., 2000) и Ba-аналогом прайдерита $K(Fe^{3+}Ti_7)O_{16}$. Иногда проявляется зональность: центр обогащен Cr, а край – K. Вариации состава (в мас. %, n = 112): TiO_2 – 61.9–67.9; Nb_2O_5 и PbO – 0.0–0.6; Cr_2O_3 – 0.4–4.5; V_2O_3 – 0.4–2.2; FeO_t – 11.6–14.6; BaO – 12.0–17.5; K_2O – 0.6–2.5. В миналах (в мол. %): $Ba(Fe^{3+}_{2}Ti_6)O_{19}$ – 51.8–70.0; прайдерит $K(Fe^{3+}Ti_7)O_{16}$ – 10.3–39.8; генримейерит $Ba(Fe^{2+}Ti_7)O_{16}$ – 0.0–9.9; редледжеит $Ba(Cr^{3+}_{2}Ti_6)O_{19}$ – 1.2–20.7; маннардит $Ba(V^{3+}_{2}Ti_6)O_{19}$ – 1.4–9.9.

Составы циркона и рутила на данном этапе исследований изучались менее подробно. Зёрна циркона метамиктные, имеют неоднородности состава и содержат постоянные примеси Sc_2O_3 (0.2–0.5 мас. %); Ce_2O_3 (до 0.4 мас. %); ThO_2 (до 1.1 мас. %). Концентрации HfO_2 минимальны (< 0.01 мас. %). Кристаллы рутила зональные по составу (рис. 2 д), что обеспечивается колебанием содержаний FeO_t от 1.5 до 5 мас. % и Nb_2O_5 от 1 до 11 мас. %, а в отдельных зонах – до 16–17 мас. %. Краевые части кристаллов обогащены примесными элементами больше, чем центральные.

Включения в Ba-Fe-титанатах распределены закономерно и декорируют зоны роста минерала-хозяина (рис. 3). Они характерны для срединных частей кристалла, краевые зоны, как правило, не содержат включений (рис. 3). Большая часть включений имеет размеры 1–3 мкм. На дан-

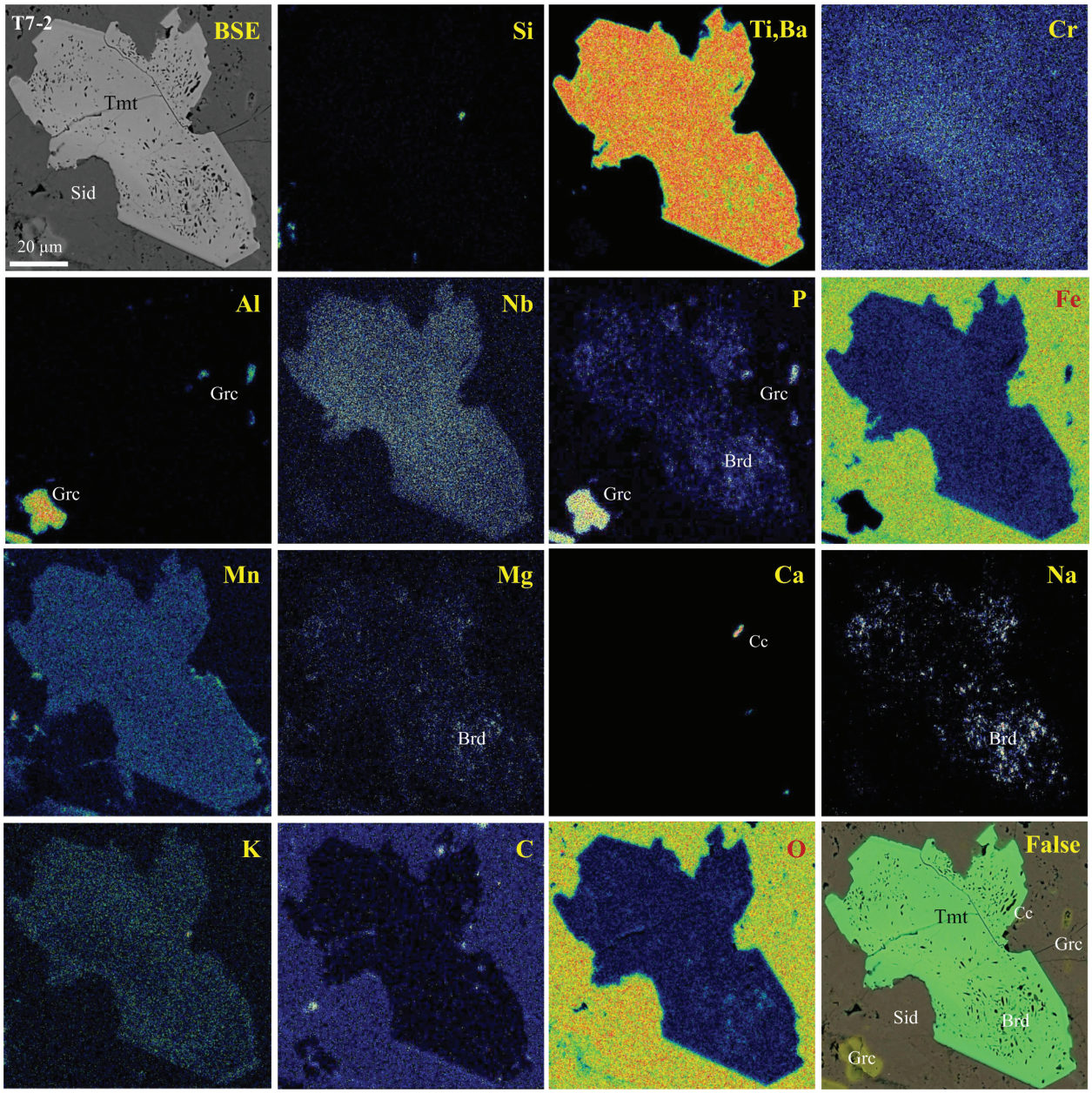


Рис. 3. BSE фотография и элементные карты для зерна «томторита» с обильными включениями брэдлиита, гидрослюдисто-сидеритовая порода, массив Томтор: Cc – кальцит; остальные символы на рис. 2. False – цветовой аналог BSE фотографии (цветовая гамма по общей массе соединения)

Fig. 3. BSE image and elemental maps for a «tomtorite» grain with abundant bradleyite, hydromica-siderite rock, Tomtor massif: Cc – calcite; other symbols see Fig. 2

ный момент установлено 14 минералов среди включений в Ba-Fe-титанатах и цирконе: брэдлиит $Na_3Mg(CO_3)(PO_4)$ (рис. 3, 4), фторапатит $Ca_5(PO_4)_3(F,OH)$, минерал группы бурбанкита – ханнешит $(Na,Ca)_3(Ba,Sr,Ce,Ca)_3(CO_3)_5$ (рис. 4 а, б), магнезит $MgCO_3$, фосфат калия (?) (рис. 5), горсейксит $BaAl_3(PO_4)(PO_3OH)(OH)_6$ (рис. 2 в), флогопит (рис. 4 г), хромит (?), сидерит (рис. 2 б), рутил (рис. 5), сфалерит/вюртцит (рис. 4 е), пирит, монацит-(Ce), бадделеиит (рис. 4 д). Из-за малых размеров идентификация этих фаз проводилась по EDS спектрам и элементным картам, и не удалось получить корректные составы из-за захвата минерала-хозяина. Максимально распространены брэдлиит, фторапатит и флогопит, которые диагностированы достоверно методом КР-спектроскопии. Из-за малого размера включений в спектре брэдлиита присутствуют пики минерала-хозяина (рис. 6). Тем не менее, три характеристических пика для брэдлиита (968, 1076, и 589 $см^{-1}$) были выявлены, что совпадает с Рамановскими данными, полученными ранее для этого минерала (Kozlov et al., 2021;

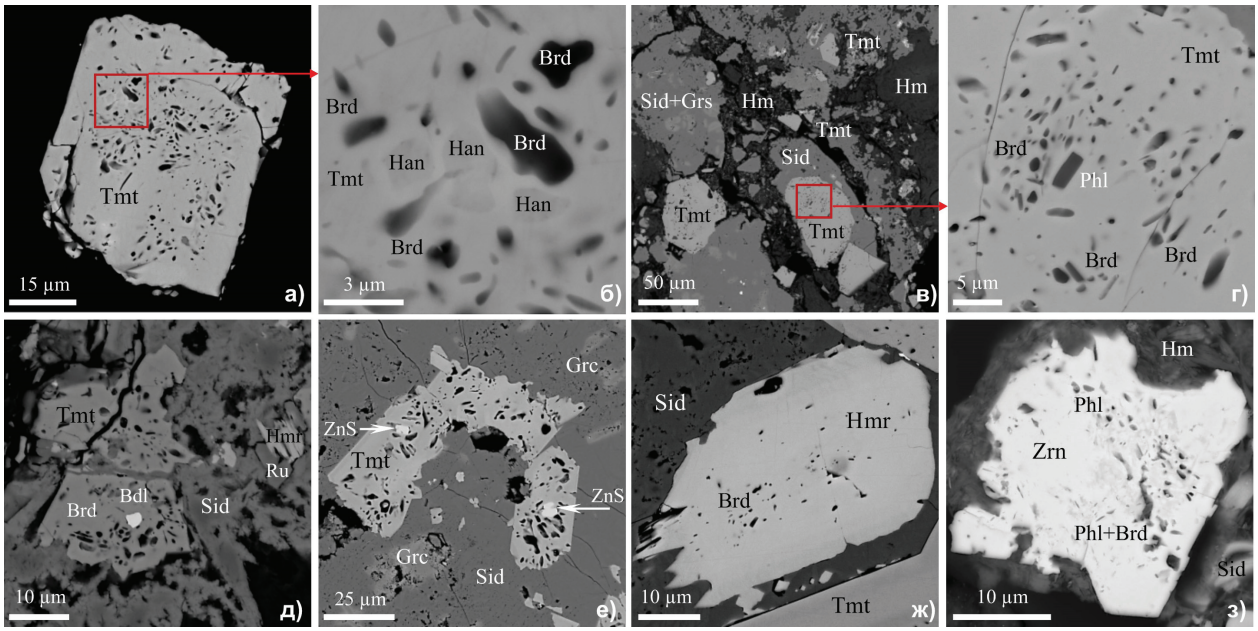


Рис. 4. Минеральные включения в Ba-Fe-титанатах и цирконе, гидрослюдисто-сидеритовая порода, массив Томтор (BSE фотографии): Brd – брэдлиит; Han – ханнешит; Phl – флогопит; Bdl – бадделеит; ZnS – сфалерит-вюртцит; остальные символы на рис. 2

Fig. 4. Mineral inclusions in Ba-Fe-titanates and zircon, hydromica-siderite rock, Tomtor massif (BSE images): Brd – bradleyite; Han – hanneshite; Phl – phlogopite; Bdl – baddeleyite; ZnS – sphalerite-wurtzite; other symbols see Fig. 2

Шарыгин, 2024). На фоне спектра минерала-хозяина остальные характеристические пики брэдлиита оказались неразличимы. (OH)-группа в минерале отсутствует. Хромит (?), рутил и бадделеиит были встречены в единичных случаях. В некоторых зёрнах включения представлены преимущественно брэдлиитом (рис. 3), в других зернах состав включений более разнообразен (рис. 4, 5). В одном зерне могут одновременно присутствовать одиночные кристаллические включения 7 минералов, например: брэдлиит, фторапатит, магнезит, флогопит, горсейксит, сидерит и пирит. Встречаются также и биминеральные включения: брэдлиит + магнезит, сидерит + фторапатит, магнезит + фосфат калия (рис. 5).

Среди включений наблюдаются основные породообразующие минералы – сидерит и горсейксит, но полной уверенности в первичности всех таких включений пока нет, на поверхности кристаллов наблюдаются каверны, которые вполне могли быть заполнены позже.

Заключение

Ba-Fe-титанаты и циркон установлены в гидрослюдисто-сидеритовой породе «сидеритового горизонта» участка Южный месторождения Томтор. Эти минералы являются, вероятнее всего, реликтовыми для этой породы, а их источником могут быть щелочные и ультраосновные породы массива. Если циркон является вездесущим минералом для пород массива, то Ba-Fe-титанаты ранее не обнаруживались в породах массива Томтор. В целом, Ba-Fe-титанаты распространенные акцессории в породах щелочно-карбонатитовых комплексов Мира (Mitchell et al., 2000). Расположение участка вблизи крупного регионального разлома предполагает активную проработку пород при различных региональных событиях, на что указывает не только трубки ультраосновных пород, но и присутствие ультракалиевой породы самого молодого из выявленных в пределах массива возраста. Следовательно, эти минералы могли также сформироваться в результате метасоматической переработки щелочных или ультраосновных пород массива.

Присутствие и состав включений (брэдлеит, ханнешит, флогопит и др.) в Ba-Fe-титанатах и цирконе свидетельствуют о том, что эти минералы кристаллизовались в высокощелочной (высоконатровой) среде.

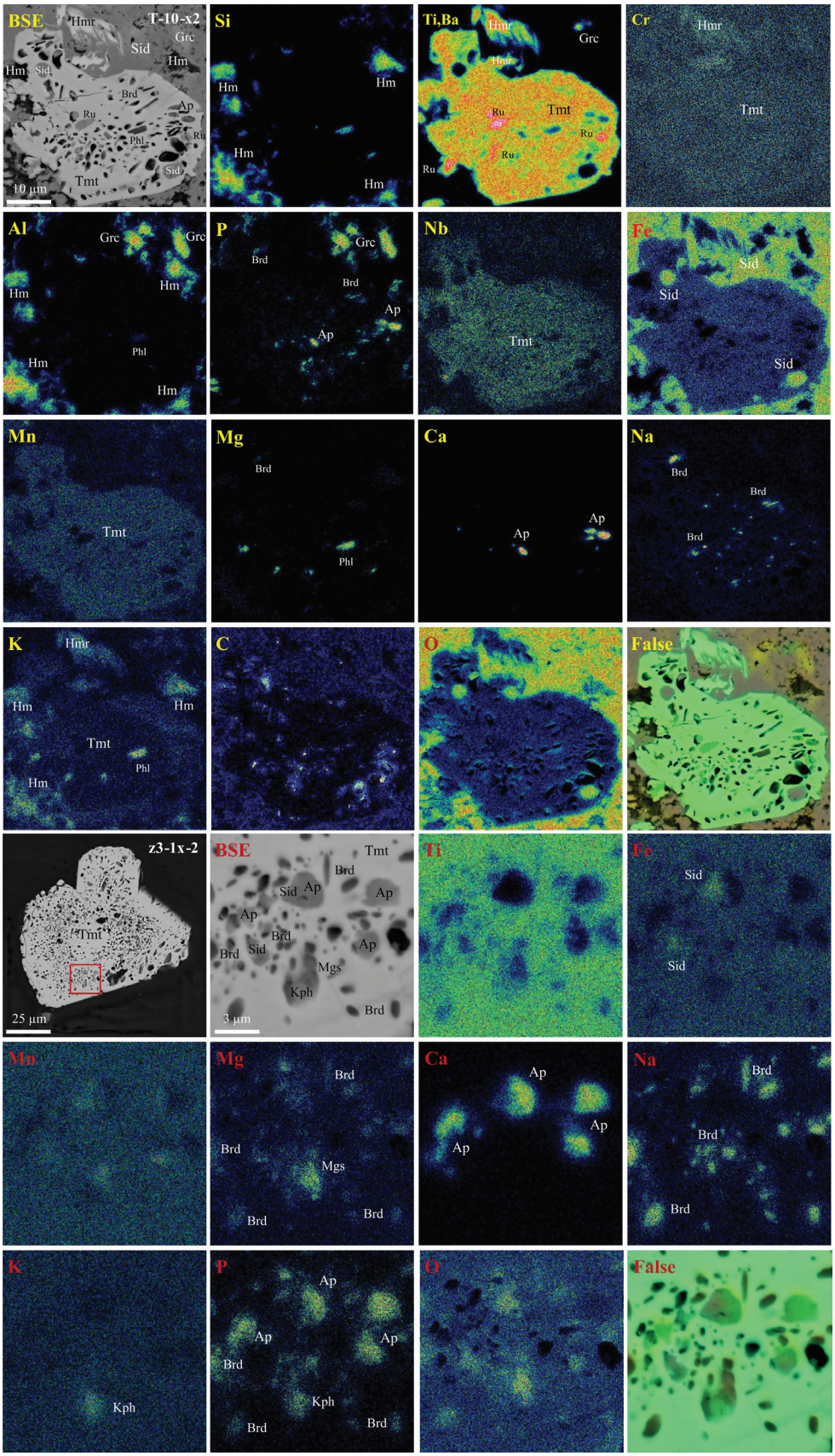


Рис. 5. BSE фотографии и элементные карты для включений в «томторите», гидрослюдисто-сидеритовая порода, массив Томтор: Mgs – магнезит; Kph – неопределенный K-фосфат; остальные символы на рис. 2–4

Fig. 5. BSE images and elemental maps for inclusions in «tomtorite», hydromica-siderite rock, Tomtor massif: Mgs – magnesite; Kph – unidentified K-phosphate; other symbols see Figs. 2–4

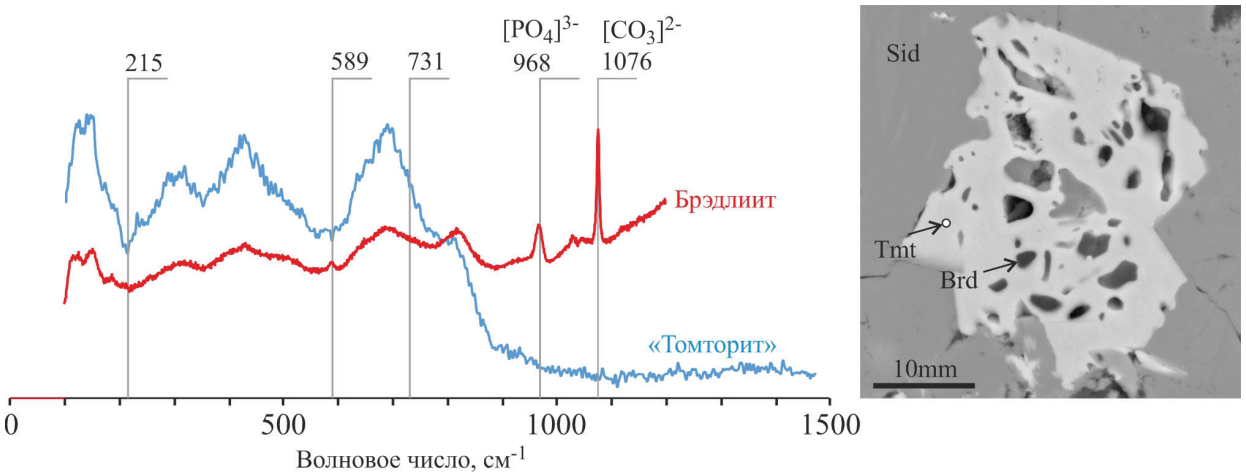


Рис. 6. Рамановские спектры брэдлиита и «томторита» с указанием точек. Обработка спектров проведена с помощью программы ArDI (Шендрик и др., 2024)

Fig. 6. Raman spectra of bradleyite and «tomtorite» with points indicated. The spectra were processed using the ArDI program (Шендрик и др., 2024)

Благодарности

Работа выполнена при поддержке РНФ (грант № 23-63-10017, полевые исследования, сканирующая микроскопия, микрозонд) и гос. задания ИГМ СО РАН (FWZN-2022-0035; -0033; № 122041400312, № 122041400193-7, Рамановская микроскопия, XRD). Аналитические работы проведены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

Литература

1. Андреева И. А. Карбонатитовые расплавы в оливине и магнетите из редкометальных карбонатитов щелочного карбонатитового комплекса Белая Зима (Восточный Саян, Россия) // Доклады АН. 2014. Т. 455, № 3. С. 562–566. https://doi.org/ 0.1134/S1028334X14050018.
2. Андреева И. А., Коваленко В. И., Кононкова Н. Н. Натрокарбонатитовые расплавы массива Большая Тагна, Восточный Саян // Доклады АН. 2006. V. 408. С. 78–82. https://doi.org/10.1134/S1028334X06040088.
3. Егоров Л. С., Сурина Л. П., Поршнев Г. И. Уджинский рудно-магматический комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов // Рудно-магматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. Л. Изд-во: ПГО «Севморгеология», 1985. С. 138–154.
4. Зайцев А. И., Энтин А. Р., Ненашев Н. И., Лазебник К. А., Тян О. А. Геохронология и изотопная геология Якутии. Якутск. Изд-во: ЯНЦ СО РАН, 1992. 248 с.
5. Коноплев А. Д., Кузьмин В. И., Эпштейн Е. М. Геолого-минералогические особенности делювиально-озерной россыпи на коре выветривания редкометалльных карбонатитов // Минералогия и геохимия россыпей. М. Изд-во: Наука, 1992. С. 111–124.
6. Минерагения кор выветривания карбонатитов. Методическое руководство / Ред. Н. В. Межеловский. М. Изд-во: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2011. 308 с.
7. Михайлова Ю. А., Краснова Н. И., Крецер Ю. Л., Уолл Ф., Пахомовский Я. А. Включения в минералах Ковдорского массива ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов как индикаторы эндогенных эволюционных процессов // Глубинный магматизм, его источники и плюмы. Иркутск. 2002. С. 312–338.
8. Охлопков В. И., Коваль С. Г., Бурцев Н. Н., Непапышев В. А., Коптиль В. Н. Отчёт о групповой геологической съёмке масштаба 1:50000 на территории листов R-50-27-Б; 28-А, Б; 29- А.Б.Г.; 31; 40-В, Г; 41-Б, В, Г; 42;3, по работам Верхне-Уджинского объекта Анабарской партии в 1980–1987 гг. (в 2-х томах). ПГО «Якутскгеология», Амакинская ГРП, пос. Нюрба, 1987 г. 1180 с.
9. Поршнев Г. И., Степанов Л. Л. Геологическое строение и фосфатоносность массива Томтор // Щелочной магматизм и апатитоносность севера Сибири. Л. Изд-во: НИИГА, 1980. С. 84–100.
10. Поршнев Г. И., Степанов Л. Л. Геология и минерагения Уджинской провинции (С-З ЯАССР) // Советская геология. 1981. № 12. С. 103–106.
11. Расцветаева Р. К. Кричтонит и его семейство: история открытия двух новых минералов // Природа. 2020. № 8. С. 39–47. https://doi.org/10.7868/S0032874X20080049.

12. Соколов С. В., Ярмишко С. А., Чистякова Н. И. Включения в хризолите Ковдорского массива: генетическая и геммологическая значимость // Геохимия. 2006. Т. 44, № 6. С. 633–642.
13. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л. М. Парфенова, М. М. Кузьмина. М. Изд-во: Наука, 2001. 571 с.
14. Толстов А. В., Тян О. А. Геология и рудоносность массива Томтор. Якутск. Изд-во: ЯНЦ СО РАН, 1999. 164 с.
15. Толстов А. В., Цыбульская Т. Е., Гунин А. П. и др. Отчет о результатах предварительной разведки богатых руд участка Буранный редкометального месторождения Томтор за 1990–1997 г.г. с подсчетом запасов по состоянию на 0.01 1998 г. п. Айхал, 1998 г. (№ 19329 ГУП «Сахагеоинформ»).
16. Шарыгин В. В. Высоконатровые карбонаты и карбонат-фосфаты в породах щелочно-карбонатитовых массивов Чуктукон и Средняя Зима: по данным изучения включений в пирите // Геосферные исследования. 2024. № 3. С. 87–100. https://doi.org/10.17223/25421379/32/9.
17. Шарыгин В. В., Житова Л. М., Нигматулина Е. Н. Файрчильдит $K_2Ca(CO_3)_2$ в фоскоритах Палаборы, Южная Африка: первая находка в щелочно-карбонатитовых комплексах // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 2. С. 261–275. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.12.015.
18. Шендрик Р. Ю., Плечов П. Ю., Смирнов С. З. ArDI – система обработки и анализа колебательных спектров минералов // Новые данные о минералах. 2024. Т. 58. С. 26–35. https://doi.org/10.25993/FM.2024.58.2024.008
19. Энтин А. Р., Зайцев А. И., Ненашев Н. И. и др. О последовательности геологических событий, связанных с внедрением Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Северо-Западная Якутия) // Геология и геофизика. 1990. Т. 12. С. 42–50.
20. Эрлих Э. Н., Загрузина И. А. Геологические аспекты геохронологии северо-восточной части Сибирской платформы // Известия АН СССР. Серия: Геология. 1981. № 9. С. 5–13.
21. Bagdasarov Yu. A. Assignment of igneous rocks to lamproite: major- and trace-element criteria and implications for the history of the Tomtor pluton (Northwestern Yakutia) // Russian Geology and Geophysics. 2009. V. 50, № 10. C. 911–916. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.10.008.
22. Biagioni C., Capalbo C., Pasero M. Nomenclature tunings in the hollandite supergroup // European Journal of Mineralogy. 2013. V. 25 (1), P. 85–90. https://doi.org/10.1127/0935-1221/2013/0025-2255.
23. Chayka I. F., Kamenetsky V. S., Malitch K. N., Vasil'ev Y. R., Zelenski M. E., Abersteiner A. B., Kuzmin I. A. Behavior of critical metals in cumulates of alkaline ultramafic magmas in the Siberian large igneous province: Insights from melt inclusions in minerals // Ore Geology Reviews. 2023. V. 160. Article 105577. https://doi.org/10.1016/ j.oregeorev.2023.105577.
24. Chayka I. F., Kamenetsky V. S., Vladykin N. V., Kontonikas Charos A., Prokopyev I. R., Stepanov S. Yu., Krasheninnikov S. P. Origin of alkali rich volcanic and alkali poor intrusive carbonatites from a common parental magma // Scientifc Reports. 2021. V. 11. Article 17627. https://doi.org/10.1038/s41598-021-97014-y.
25. Chen W., Kamenetsky V. S., Simonetti A. Evidence for the alkaline nature of parental carbonatite melts at Oka complex in Canada // Nature Communications. 2013. V. 4. P. 1–6. https://doi.org/10.1038/ncomms3687.
26. Dobretsov N. L., Lazareva E. V., Zhmodik S. M., Ponomarchuk V. A., Travin A. V., Myagkaya I. N., Tolstov A. V., Karmanov N. S. Ultrapotassic rock from the Tomtor Complex of ultrabasic alkaline rocks and carbonatites (Arctic Siberia) // Doklady Earth Sciences. 2020. V. 495, № 2. P. 884–887. https://doi.org/10.1134/S1028334X20120053.
27. Dobretsov N. L., Zhmodik S. M., Lazareva E. V., Bryanskaya A. V., Ponomarchuk V. A., Saryg-ool B. Y., Kirichenko I. S., Tolstov A. V., Karmanov N. S. Structural and morphological features of the participation of microorganisms in the formation of Nb–REE–rich ores of the Tomtor Field (Russia) // Doklady Earth Sciences. 2021. V. 496, № 2. P. 135–138. DOI: 10.1134/S1028334X21020057.
28. Doroshkevich A. G., Sharygin V. V., Belousova E. A., Izbrodin I. A., Prokopyev I. R. Zircon from the Chuktukon alkaline ultramafic carbonatite complex (Chadobets uplift, Siberian craton) as evidence of source heterogeneity // Lithos. 2021. V. 382–383. Article 105957. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105957.
29. Kamenetsky V. S., Doroshkevich A. G., Elliott H. A. L., Zaitsev A. N. Carbonatites: Contrasting, Complex, and Controversial // Elements. 2021. V. 17. P. 307–314. https://doi.org/10.2138/gselements.17.5.307.
30. Kogarko L., Plant D., Henderson C., Kjarsgaard B. Na-rich carbonate inclusions in perovskite and calzirtite from the Guli intrusive Ca-carbonatite, polar Siberia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1991. V. 109. P. 124–129.
31. Kozlov E. N., Fomina E. N., Bocharov V. N., Sidorov M. Yu., Vlasenko N. S., Shilovskikh V. V. A Raman spectroscopic study of the natural carbonophosphates $Na_3MCO_3PO_4$ (M is Mn, Fe, and Mg) // European Journal of Mineralogy. 2021. V. 33. P. 283–297. https://doi.org/10.5194/ejm-33-283-2021.

32. Lazareva E. V., Zhmodik S. M., Dobretsov N. L., Tolstov A. V., Shcherbov B. L., Karmanov N. S., Gerasimov E. Yu., Bryanskaya A. V. Main minerals of abnormally high-grade ores of the Tomtor deposit (Arctic Siberia) // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 56, No. 6. P. 844–873. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.05.003.
33. Mitchell R. H., Yakovenchuk V. N., Chakhmouradian A. R. et al. Henrymeyerite, a new hollandite-type Ba-Fe titanate from the Kovdor Complex, Russia // Canadian Mineralogy. 2000. V. 38. P. 617–626. https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.3.617.
34. Nielsen T. F. D., Solovova I. P., Veksler I. V. Parental melts of melilitolite and origin of alkaline carbonatite: Evidence from crystallised melt inclusions, Gardiner complex // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1997. V. 126. P. 331–344. https://doi.org/10.1007/s004100050254.
35. Okrugin A., Zhuravlev A. Mineralogical Criteria for Genetic Relationship of Igneous and Carbonatite Rocks of the Tomtor Massif (Siberian Platform) // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – IOP Publishing, 2021. V. 906, No. 1. P. 012104. https://doi.org/10.1088/1755-1315/906/1/012104.
36. Panina L. I. Multiphase carbonate-salt immiscibility in carbonatite melts: Data on melt inclusions from the Krestovskiy massif minerals (Polar Siberia) // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2005. V. 150. P. 19–36. https://doi.org/10.1007/s00410-005-0001-3.
37. Potter N. J., Kamenetsky V. S., Chakhmouradian A. R., Kamenetsky M. B., Goemann K., Rodemann T. Polymineralic inclusions in oxide minerals of the Afrikanda alkaline ultramafic complex: Implications for the evolution of perovskite mineralisation // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2020. V. 175. P. 18. https://doi.org/10.1007/s00410-020-1654-7.
38. Prokopyev I. R., Doroshkevich A. G., Zhumadilova D. V., Starikova A. E., Nugumanova Ya. N., Vladykin N. V. Petrogenesis of Zr–Nb (REE) carbonatites from the Arbarastakh complex (Aldan Shield, Russia): Mineralogy and inclusion data // Ore Geology Reviews. 2021. V. 131. Article 104042. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104042.
39. Sharygin V. V., Doroshkevich A. G. Mineralogy of secondary olivine-hosted inclusions in calcite carbonatites of the Belaya Zima alkaline massif, Eastern Sayan, Russia: Evidence for late-magmatic Na-Ca-rich carbonate composition // Journal of Geological Society of India. 2017. V. 90, No. 11. P. 524–530. https://doi.org/10.1007/s12594-017-0748-y.
40. Skublov S. G., Tolstov A. V., Baranov L. N., Melnik A. E., Levashova E. V. First data on the geochemistry and U-Pb age of zircons from the kamaphorites of the Tomtor alkaline-ultrabasic massif, Arctic Yakutia // Geochemistry. 2020. V. 80, No. 3. P. 125505. https://doi.org/10.1016/j.chemer.2019.04.001.
41. Veksler I., Nielsen T., Sokolov S. Mineralogy of crystallized melt inclusions from Gardiner and Kovdor ultramafic alkaline complexes: Implications for carbonatite genesis // Journal of Petrology. 1998. V. 39. P. 2015–2031. https://doi.org/10.1093/petroj/39.11-12.2015.
42. Vladykin N. V., Kotov A. B., Borisenko A. S., Yarmolyuk V. V., Pokhilenko N. P., Sal'nikova E. B., Travin A. V., Yakovleva S. Z. Age boundaries of formation of the Tomtor alkaline-ultramafic pluton: U-Pb and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronological studies // Doklady Earth Sciences. 2014. V. 454, No. 1. P. 7–11. https://doi.org/10.1134/S1028334X14010140.
43. Zaitsev A. N., Chakhmouradian A. R. Calcite – amphibole – clinopyroxene rock from the Afrikanda Complex, Kola Peninsula, Russia: mineralogy and a possible link to carbonatites. II. Oxysalt minerals // Canadian Mineralogy. 2002. V. 40. P. 103–120. https://doi.org/10.2113/gscanmin.40.5.1347.
44. Zaitsev A. N., Sitnikova M. A., Subbotin V. V., Fernández-Suárez J., Jeffries T. E. Sallanlatvi Complex – a rare example of magnesite and siderite carbonatites // Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province / (Eds.) F. Wall, A. N. Zaitsev. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland. London, UK. 2004. P. 201–245. https://doi.org/10.1180/MSS.10.07.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 146–150

Атакамит и йодаргирит рудного поля Пюи де Фоль

Легенькова А. М. [1, 2], **Базай А. В.** [2], **Паникоровский Т. Л.** [3]
[1] АО «ПМГРЭ», Санкт-Петербург, Legenkovaam@rusgeology.ru
[2] Центр наноматериаловедения ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, bazai@geoksc.apatity.ru
[3] Лаборатория природоподобных технологий и техносферной безопасности Арктики ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, t.panikorovskii@ksc.ru

Аннотация. В статье приведены данные об исследовании минерала атакамита и йодаргирита рудного поля Пюи де Фоль. Атакамит — это редкий медный минерал, относящийся к классу сульфатов, с химической формулой $Cu_2(OH)_3Cl$, но минерал распространён по всему рудному полю, встречается и в осадках, и в виде выделений на сульфидных телах. Йодаргирит, AgI, встречается в одной ассоциации с атакамитом и оба минерала образованы в результате гидротермального преобразования халькопирита.

Ключевые слова: Пюи де фоль, атакамит, глубоководные полиметаллические сульфиды, AgI.

Atacamite and Iodargyrite of the Puy de Fol Ore Field

Legenkova A. M. [1, 2], **Bazai A. V.** [2], **Panikorovskii T. L.** [3]
[1] JSC «PMGRE», St. Petersburg, Legenkovaam@rusgeology.ru
[2] Center for Nanomaterials Science, Kola Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Apatity, bazai@geoksc.apatity.ru
[3] Laboratory for Nature-like Technologies and Technospheric Safety of the Arctic, Kola Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Apatity, t.panikorovskii@ksc.ru

Abstract. The paper presents data on the study of atacamite and iodargyrite of the Puy de Fol ore field. Atacamite is a rare copper mineral belonging to the sulphate class, with the chemical formula $Cu_2(OH)_3Cl$. The mineral is widespread throughout the ore field, occurring both in sediments and in the form of precipitates on sulphide bodies. Iodargyrite, AgI, occurs in the same association with atacamite and both minerals are formed as a result of hydrothermal transformation of chalcopyrite.

Keywords: Puy de Fol, atacamite, deep-sea polymetallic sulfides, AgI.

Введение

Атакамит, $Cu_2Cl(OH)_3$, был описан в 1801 г., после чего получил свое название от региона пустыни Атакама, где его впервые обнаружили (Энциклопедический словарь Брокгауза и Ефрона). Минерал формируется как вторичный продукт в зоне окисления медных месторождений по другим медным минералам в сухом климате. В рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта атакамит был впервые описан Е. Боннати и его коллегами (Bonatti et al., 1976) как продукт окисления вкрапленного штокверкового халькопирита вдоль разлома слоя базальтов. Позже атакамит был отмечен на окисленных сульфидных образованиях гидротермальных полей (Scott et al., 1982; Dekov et al., 2011), особенно на рудных отложениях, возраст которых превышает десятки тысяч лет. Наиболее подробно условия формирования атакамита в океане были изучены В. М. Дековым и его соавторами (Dekov et al., 2011) на примере поля «Логачев».

Нами проведены детальные минералогические исследования минералов группы атакамита рудного поля Пюи де Фоль в зоне Срединно-Атлантического хребта. Материал для исследований был отобран в ходе работ 46-го рейса НИС «Профессор Логачев», сотрудниками АО «ПМГРЭ».

Строение рудного поля Пюи де Фоль

Рельеф дна на участке работ сложный, сильно расчленённый, что определяется его положением в пределах рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта. Глубины океана колеблются в пределах 1920–2600 м. Рудное поле Пюи де Фоль (20°30′20» с.ш., 45°38′25» з.д.) связано с вершиной подводного вулкана центрального типа, который, в свою очередь, приурочен к зоне нетрансформно-

го разлома (20°30′ с.ш.). Кратер вулкана имеет диаметр примерно 3.5 км и находится на глубине от 1920 до 2000 м.

Вмещающие руду горные породы представлены базальтами, которые в большинстве своем являются афировыми типами подушечных лав. Гидротермальные изменения хорошо заметны в образцах базальтов, собранных с вершины вулкана, и проявляются в виде прожилков сульфидов вдоль трещин, редких скоплений зеленого атакамита, а также тонких гидротермальных корок гидроксидов железа и марганца на поверхности.

В пределах рудного поля, согласно данным, полученным с помощью телевизионного профилирования, наблюдаются протяжённые 70–80 м сульфидные гряды высотой до 6–10 м, с обрывами до 3–5 м, состоящие из глыб, осыпей сульфидных руд и продуктов их разрушения. Также имеются обособленные сульфидные постройки, увенчанные трубными комплексами высотой от 0.5 до 3 м и не активными в настоящее время. Крупнейшие сульфидные структуры представляют собой рудные столбы высотой до 7–8 м с площадью основания около 10 м^2.

Материалы и методы

Визуально атакамит был определён с использованием телевизионного аппарата TVS Sperre, установленного на НИС «Профессор Логачев». Отбор образцов осуществлялся с помощью телевизионного грейфера. Первично минерал был диагностирован в шести прозрачно-полированных шлифах при помощи микроскопа ПОЛАМ Р-312. Точечный химический анализ минералов выполнен при помощи волнодисперсионного электроннозондового микроанализатора Cameca MS-46 (ГИ КНЦ РАН; напряжение и сила тока 20 кВ и 20–30 нА, диаметр зонда 20 мкм), с использованием 2 аншлифов.

Результаты

На рудном поле Пюи де Фоль минералы группы атакамита (атакамит, паратакамит и боталлакит) распространены довольно широко. Их можно встретить вместе с окси-гидроксидными рудными корками (рис. 1 в) в осадках, а также на выветренных массивных сульфидных рудах (рис. 1 б) в виде кристаллических агрегатов. Они заполняют отдельные углубления в гидроксидных железных корках. Кроме того, эти минералы присутствуют в виде отдельных кристаллов, рассеянных в мелкозернистой массе гидроксидов железа. Минералы группы атакамита находятся в ассоциации с гидроксидами железа. Реже они встречаются вместе с гетитом, ярозитом и вторичными медными сульфидами.

Микрозондовый анализ показал, что атакамит встречается в пустотах и углублениях совместно с халькопиритом и ковеллином. В одном из аншлифов с рудного тела 1 найдена занятная ассоциация атакамита с иодаргиритом (AgI). Включения зерен атакамита, найденные во включениях свежих сульфидов преимущественно имеют изометричную форму, размерами до 6 до 8 мкм. Формы выделения иодаргирита (AgI) разнообразны, но в виде кристаллов не обнаружены. Размеры зерен не превышают 5 мкм (рис. 2).

Таблица 1. Химический состав минерала атакамита (мас. %)
Table 1. Chemical composition of the mineral atacamite (wt. %)

Анализ	CuO	FeO	Cl_2O	H_2O	Сумма	Формула
1	64.99	н.о.	19.49	н.о.	89.48	$Cu_{2.00}(OH)_{3.56}Cl_{0.44}$
2	68.03	0.71	17.54	н.о.	86.28	$(Cu_{1.98}Fe_{0.02})_{2.00}(OH)_{3.59}Cl_{0.41}$
3	69.16	1.31	20.59	н.о.	90.06	$(Cu_{1.97}Fe_{0.03})_{2.00}(OH)_{3.60}Cl_{0.40}$
4	69.99	2.08	20.28	н.о.	92.35	$(Cu_{1.95}Fe_{0.05})_{2.00}(OH)_{3.60}Cl_{0.40}$
5	68.87	2.7	18.88	н.о.	90.45	$(Cu_{1.93}Fe_{0.07})_{2.00}(OH)_{3.60}Cl_{0.40}$
6	69.41	1.44	20.3	н.о.	91.15	$(Cu_{1.96}Fe_{0.04})_{2.00}(OH)_{3.60}Cl_{0.40}$

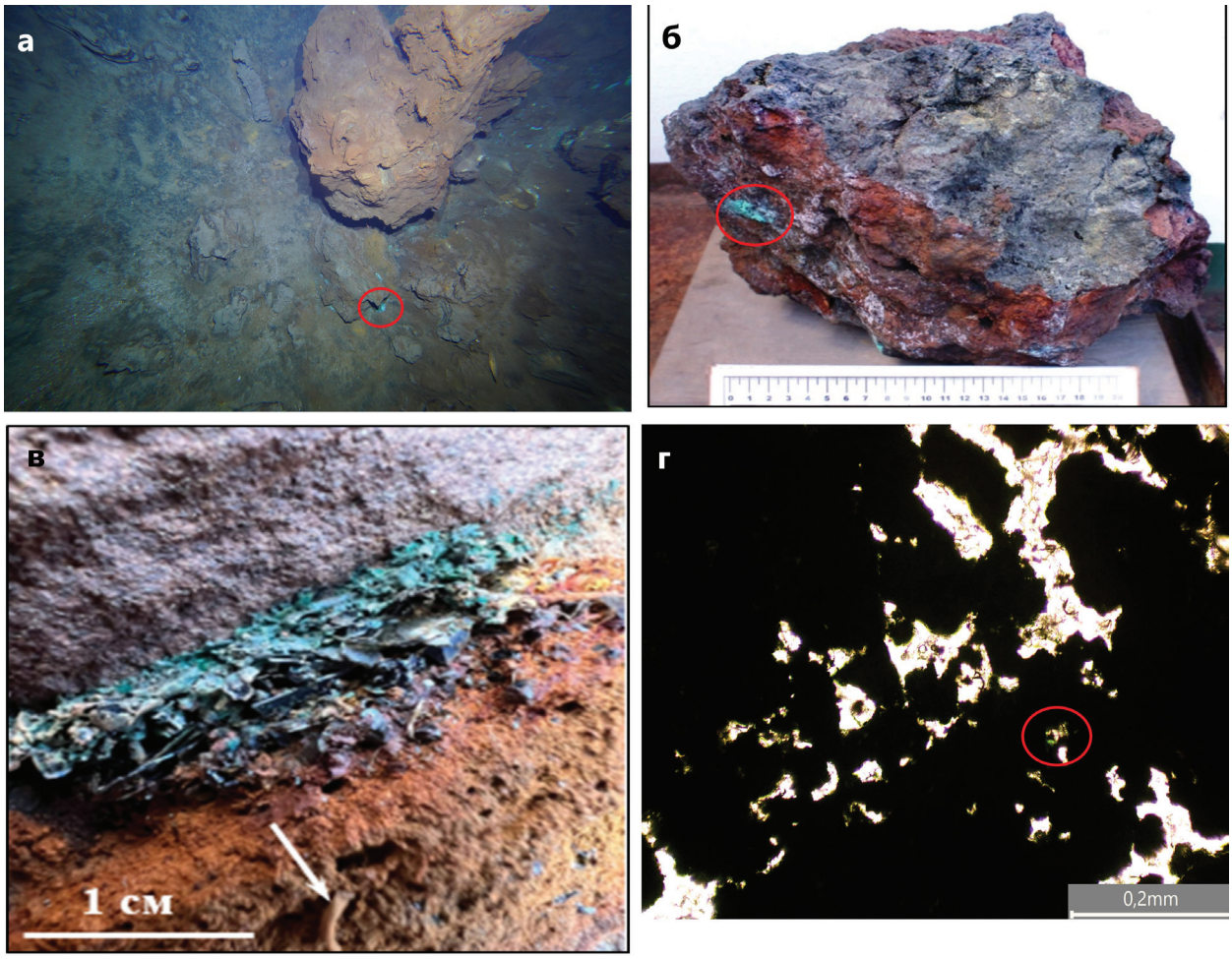


Рис. 1. а – гидротермальная постройка с проявлением атакамита (выделено красным); б – массивная сфалерит-халькопирит-пиритовая руда с атакамитом; в – минералы группы атакамита развиваются по гидроксидам железа, на контакте двух разновидностей гидроксидов железа, стрелкой показана трубка червя; г – округлое, зеленое зерно атакамита в полированном шлифе, темное – руда, светлое – SiO_2

Fig. 1. a – Hydrothermal structure with the occurrence of atacamite (highlighted in red); b – Massive sphalerite-chalcopyrite-pyrite ore containing atacamite; c – Atacamite group minerals developing on iron hydroxides at the contact of two varieties of iron hydroxides; d – Rounded green grain of atacamite in a polished thin section

Обсуждение результатов

Растворение меди из сульфидных минералов может происходить в результате проникновения холодной окислительной морской воды через пористую структуру сульфидного материала. В процессе взаимодействия с рудными залежами или осадочными породами, содержащими руду, морская вода реагирует с сульфидными минералами. Как отмечает Д. К. Нордстром (1982), в результате этого взаимодействия сульфиды трансформируются в гидроксиды, такие как $Fe(OH)_3$, а медь и часть железа переходят в раствор в виде хлоридных соединений. В. М. Деков и его коллеги (Dekov et al., 2011) предполагают, что из этих обогащенных металлами растворов может происходить осаждение двух типов атакамита. Первый тип атакамита формируется непосредственно на поверхности исходных сульфидов в процессе их окисления. Второй тип образуется в результате повторного осаждения растворенного вещества, что указывает на способность хлоридных комплексов меди перемещаться в осадках в составе низкотемпературных флюидов до их дальнейшей минерализации в виде атакамита. С геохимической точки зрения второй тип не сохраняет прямую связь с родительскими сульфидами и имеет менее «чистый» химический состав по сравнению с первым типом. Перераспределение и дифференциация исходного вещества приводят к увеличению концентраций дру-

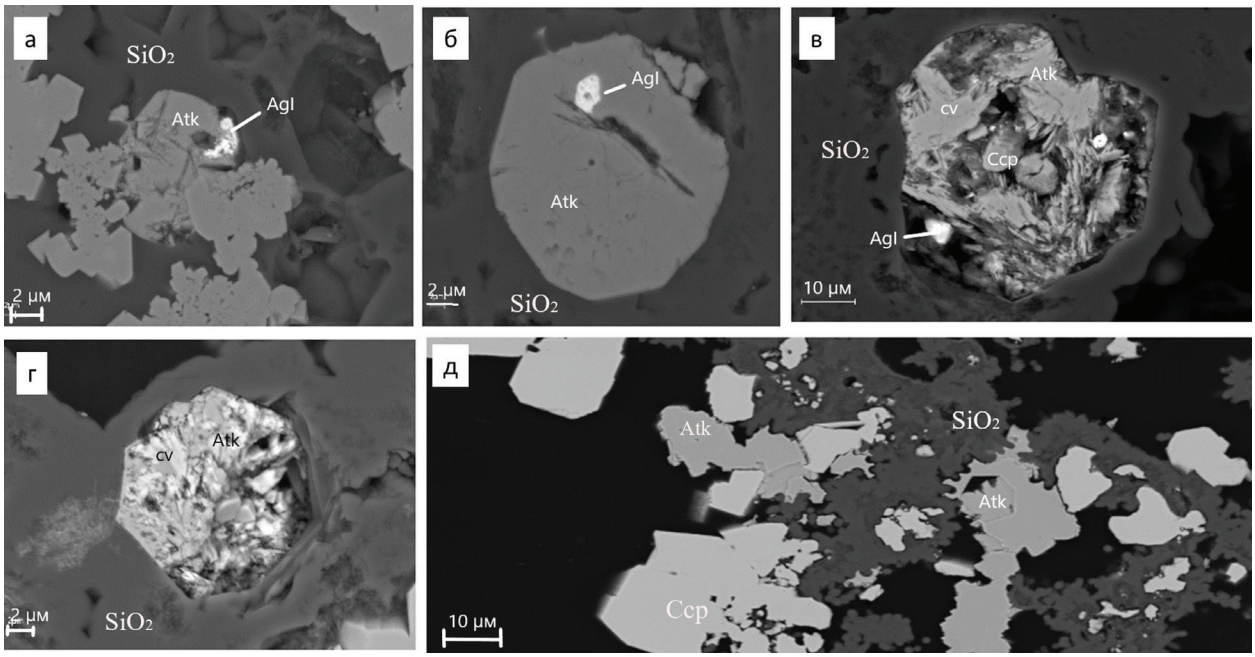


Рис. 2. Формы выделения атакамита (Atk) и йодаргирита (AgI): а – срастания атакамита(Atk) и иодаргирита (AgI) в аморфном SiO_2; б – иордаргирит (AgI)в атакамите (Atk); в – выделения ковеллина (cv), халькопирита (Ccp), атакамита (Atk), и иордаргирита (AgI) в аморфном SiO_2; г – срастания ковеллина (cv) и атакамита (Atk) в аморфном SiO_2; д – выделения халькопирита (Ccp) и атакамита (Atk)

Fig. 2. Forms of occurrence of Atacamite (Atk) and Iodargyrite (AgI): a – intergrowths of atacamite (Atk) and iodargyrite (AgI) in amorphous SiO_2; б – iodargyrite (AgI) in atacamite (Atk); в – occurrences of covellite (cv), chalcopyrite (Ccp), atacamite (Atk), and iodargyrite (AgI) in amorphous SiO_2; г – intergrowths of covellite (cv) and atacamite (Atk) in amorphous SiO_2; д – occurrences of chalcopyrite (Ccp) and atacamite (Atk)

гих металлов, включая серебро. С большой долей вероятности, катионы Ag^+ образуют соединения с иодом в растворе морской воды, что приводит к образованию йодаргирита, AgI.

Выводы

Минералы группы атакамита имеют широкое распространение на рудном поле Пюи де Фоль. Атакамит образовывается двумя способами: окислением и повторного осаждения растворенного вещества, и отличительной их особенностью является наличием примесных элементов во втором способе образования и более чистым составом в первом.

Атакамит из-за своей яркой окраски может являться хорошим поисковым признаком на поиски сульфидных руд на океаническом дне. Минералы группы атакамита содержат большое количество полезного компонента (меди), что при существенных содержаниях повысит экономическую привлекательность разработки подобных руд ввиду более низкой стоимости обогащения атакамита по сравнению с сульфидными рудами.

Литература

1. Атакамит // Энциклопедический словарь Брокгауза и Ефрона : в 86 т. (82 т. и 4 доп.). СПб. 1890–1907.
2. Атакамит // «Минералы. Сокровища Земли» : Еженедельное издание. 2011. № 1. SSN 2075-0587.
3. Добрецова И. Г., Яговкина М. А. Минералы группы атакамита из рудопроявлений на дне Атлантического океана // Вестник геонаук. 2022. №. 2. С. 37–45. https://doi.org/10.19110/geov.2022.2.4.
4. Легенькова А. М. Вещественная характеристика и прогнозные ресурсы рудного поля Пюи де Фоль // Материалы VI Международная конференция молодых ученых и специалистов памяти А. П. Карпинского, 2024. С. 163–166.
5. Насонов Д. А. и др. Отчет по проекту «Оценочные работы на рудных месторождениях в северной части глубоководного бассейна России. Район разведки полиметаллических сульфидов в Атлантическом океане (ПМГРЭ, Ломоносов, 2021).

6. Bonatti E., Guerstein-Honnorez B.-M., Honnorez J. Copper-iron sulfide mineralizations from the equatorial Mid-Atlantic Ridge // Econ. Geol. 1976. V. 71. P. 151–1525.
7. Dekov V., Boycheva T., Hâlenius U. et al. Atacamite and paratacamite from the ultramafic-hosted Logatchev seafloor vent field (14°45' N, Mid-Atlantic Ridge) // Chemical Geology. 2011. V. 286. P. 169–184. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.05.002.
8. Scott R. B., Temple D. G., Peron P. R. The nature of hydrothermal exchange between oceanic crust and seawater at 26°N latitude, Mid-Atlantic Ridge // The Dynamic Environment of the Seafloor / (Eds.) K. A. Fanning, F. T. Manheim. 1982. Lexington Brooks, D.C. P. 381–416.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 151–155

Флюоритовая минерализация глубинных ксенолитов Восточного Памира

Михайленко Д. С. [1], **Подугольникова Е. Е.** [1], **Одинаев Ш. А.** [2], **Гадоев М. Л.** [3], **Корсаков А. В.** [1]
[1] *Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева Сибирского отделения РАН, Новосибирск, pazilovdenis@igm.nsc.ru*
[2] *Институт геохимии Гуанчжоу Китайской академии наук, Гуанчжоу, Китай*
[3] *Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН Таджикистана, Душанбе, Таджикистан*

Аннотация. В рамках нашего исследования было проведено детальное минералого-петрографическое изучение ксенолита гранулита из трубки взрыва «Эклогитовая», Восточный Памир. В фельзическом гранулите обнаружены как широко распространенные минералы (гранат, кварц, калиевый полевой шпат и плагиоклаз), так и ранее неописанные разновидности – флюорит и синхизит. Обнаружение полифазных агрегатах карбоната и флюорита в гранулите может свидетельствовать о важной роли флюорит-карбонатитовых расплавов на пике метаморфизма. Комплексный изотопный и геохимический анализ этих пород в дальнейшем позволит уточнить механизмы генерации подобных расплавов и их влияние на кристаллизацию глубинных минеральных парагенезисов в глубоко субдуцированных породах под Памирским орогеном.

Ключевые слова: Ксенолит; Восточный Памир; щелочные породы; флюорит; субдукция.

Fluorite mineralization of deep-seated xenoliths of the Eastern Pamir

Mikhailenko D. S. [1], **Podugolnikova E. E.** [1], **Odinaev S. A.** [2,3], **Gadoev M. L.** [2], **Korsakov A. V.** [1]
[1] *V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, pazilovdenis@igm.nsc.ru*
[2] *State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, China*
[3] *Institute of Geology, Earthquake Engineering and Seismology, National Academy of Sciences of Tajikistan, Dushanbe, Tajikistan*

Abstract. Detailed mineralogical-petrographic investigation was conducted on a granulite xenolith from the «Eclogitovaya» (Eclogite) pipe, Eastern Pamirs. In the felsic granulite, both common minerals (garnet, quartz, potassium feldspar, and plagioclase) and previously undescribed varieties – fluorite and synchysite–were identified. The discovery of polyphase carbonate-fluorite aggregates in granulite may indicate the significant role of fluorite-carbonatite melts during the peak metamorphism. Further comprehensive isotopic and geochemical analysis of these rocks will help clarify the generation mechanisms of such melts and their influence on the crystallization of deep mineral parageneses in deeply subducted rocks beneath the Pamir orogen.

Keywords: Xenolith, Eastern Pamir, alkaline rocks; fluorite; subduction.

Введение

Ксенолиты являются уникальным источником информации о процессах, протекающих в глубинных частях литосферы. Среди обширного минералогического разнообразия ксенолитов из различных вулканических пород, важную роль играют гранулиты – метаморфические породы высоких давлений, которые характерны для глубинных зон земной коры. Среди широкого разнообразия пород, выносящих ксенолиты, особый интерес представляют щелочные породы «молодых» орогенных областей. Этот уникальный источник информации позволяет реконструировать процессы минералообразования в условиях образования мощной континентальной коры (70–80 км).

В пределах Альпийско-Гималайского орогена описано множество метаморфических комплексов (Chopin, 2003). Тем не менее, на Памире отсутствуют метаморфические породы сверхвысоких давлений, но в тоже время присутствуют ксенолиты эклогитов и гранулитов в щелочных трубках взрыва Дункельдыкского магматического поля (Hacker et al., 2005). Особое место среди этих ще-

лочных вулканических образований занимается трубка «Эклогитовая» в которой преобладают ксенолиты эклогитов и гранулитов.

Трубка взрыва «Эклогитовая» является уникальным объектом, содержащим большое количество ксеногенных обломков глубинных пород, преимущественно гранулитов, эклогитов и пироксенитов (Дмитриев, 1976). Трубка «Эклогитовая» относится к самому молодому проявлению вулканизма на Памире и имеет возраст 11.3 ± 0.2 млн лет (Hacker et al., 2005). Эта трубка располагается в уникальном комплексе магматических пород, представленных дайками, трубками взрыва и субвулканическими телами различного состава от щелочных базальтов, трахитов и сиенитов до карбонатитов (Дмитриев, 1976).

Ксенолиты из этой трубки были описаны в ряде работ (Лутков, 2003; Hacker et al., 2005; Gordon et al., 2012), которые затронули в основном петрохимические аспекты образования этих пород, в то время как детальные минералогические работы остались за пределами внимания исследователей. В данной работе мы представляем предварительные результаты изучения минералогии содержащего флюоритовую минерализацию глубинного ксенолита из трубки «Эклогитовая», Восточный Памир.

Материалы и методы

Аналитические работы были осуществлены на базе «ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН» (г. Новосибирск). Оптическая идентификация минералов осуществлялась с использованием микроскопа Olympus BX51, совмещенного с фото-видеокамерой высокого разрешения Olympus COLOR VIEW III. Минералого-петрографическое изучение и определение химического состава минералов проводилось с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan MIRA 3 LMU (SEM) (Tescan), оснащенного системой микроанализа INCA Energy 450 XMax-80 (Oxford Instruments Ltd.).

Результаты

Ксенолит фельзического гранулита РМ-22-62 был отобран из коренного обнажения фергуситов, слагающих трубку взрыва «Эклогитовая», Дункельдыкского магматического поля (Восточный Памир). Гранулит характеризуется гранобластовой крупнокристаллической структурой и массивной текстурой. Первичные породообразующие минералы представлены гранатом, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и кварцем (рис. 1-2). Акцессорные минералы в образце представлены как первичными: рутилом, карбонатами (кальцит, доломит), апатитом, флюоритом (?), сульфидами (пирит, халькопирит, пирротин), монацитом и цирконом; так и вторичными: синхизитом, ильменитом, слюдами (биотит и мусковит). Первичные породообразующие минералы в разной степени затронуты вторичными изменениями, связанными с транспортировкой образца на поверхность Земли щелочной магмой.

Зерна гранатов от идиоморфных до ксеноморфных, преимущественно крупные (до 2 см), красно-оранжевого цвета. По химическому составу гранат относится к пироп-гроссуляр-альмандиновому ряду, при этом в нем отмечаются высокие концентрации гроссулярового компонента (вплоть до 27 мол. %). В зернах граната обнаружены включения акцессорных и породообразующих минералов: циркона, рутила, монацита, кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата.

Первичные породообразующие полевые шпаты отвечают составам калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Многие зерна полевых шпатов содержат включения других минералов: граната, рутила, циркона, монацита и сульфидов. Вторичные полевые шпаты широко развиты и входят в состав келифитовых кайм, окружающих зерна граната.

Молочно-белые зерна кварца находятся в межзерновом пространстве. В зернах кварца отмечаются включения карбонатов (кальцита и доломита) и калиевого полевого шпата размером ~200 мкм.

Рутил – основной акцессорный минерал в изученном образце. В образце он представлен в виде одиночных идиоморфных зерен в межзерновом пространстве и включений в породообразующих минералах. Так же, рутил обнаружен в виде игольчатых выделений в гранате. Зерна рутила окружены вторичными ильменитовыми каймами различной мощности.

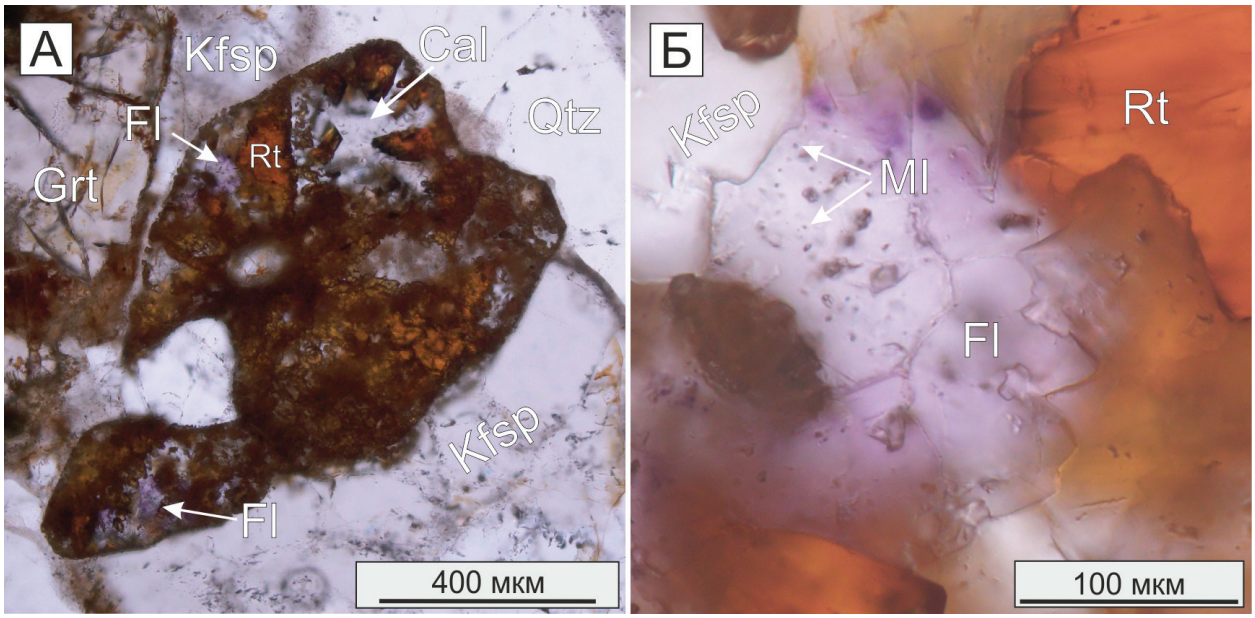


Рис. 1. Микро фотографии флюорит-карбонатного полиминерального агрегата в гранулите РМ-22-62: Grt – гранат; Kfsp – калиевый полевой шпат; Fl – флюорит; Rt – рутил; Cal – кальцит; Qtz – кварц; MI – расплавные включения

Fig. 1. Micrographs of fluorite-carbonate polymineral aggregate in PM-22-62 granulite: Grt – garnet; Kfsp – potassium feldspar; Fl – fluorite; Rt – rutile; Cal – calcite; Qtz – quartz; MI – melt inclusions

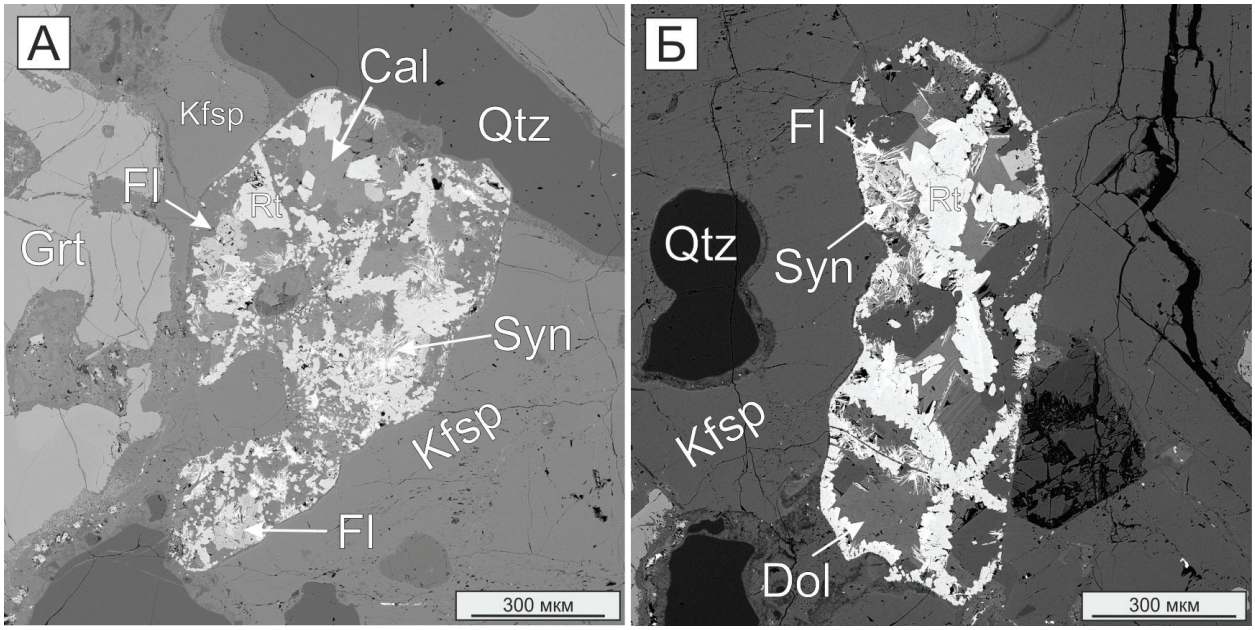


Рис. 2. Изображения в обратно-рассеянных электронах фрагмента гранулита РМ-22-62 с полиминеральными агрегатами: Grt – гранат; Kfsp – калиевый полевой шпат; Fl – флюорит; Rt – рутил; Cal – кальцит; Qtz – кварц; Syn – синхизит; Dol – доломит

Fig. 2. BSE images of a fragment of PM-22-62 granulite with polymineral agregates: Grt – garnet; Kfsp – potassium feldspar; Fl – fluorite; Rt – rutile; Cal – calcite; Qtz – quartz; Syn – synchysite; Dol – dolomite

Ксеноморфные зерна апатита обнаружены в виде включений в породообразующих минералах (до 200 мкм), а также в интерстиционном пространстве.

Флюорит был диагностирован в составе полифазных агрегатов. Размер этих выделений варьирует от 0.3 до 1.5 мм. Они сложены флюоритом, рутилом, калиевым полевым шпатом, кальцитом, доломитом и синхизитом. Во флюорите отмечаются субмикронные газово-жидкие флюидные включения.

Обсуждение результатов

Магматический флюорит является распространенным минералом для топазсодержащих кислых пород, ультращелочных гранитов и карбонатитов. Нередко в образовании богатых флюоритом пород участвует водосодержащий флюид при пост магматическом гидротермальном процессе (Редина и др., 2023). Однако, вплоть до настоящего времени находок флюорита, как первичного, так и вторичного, в метаморфических породах высоких давлений и температур (гранулитах и эклогитах) описано не было.

Дункельдыкский магматический комплекс знаменит своими проявлениями флюорит содержащих карбонатитов, а также развитием флюоритизации почти во всех разновидностях щелочных пород этого массива. Петрогенетические реконструкции демонстрируют взаимосвязь между щелочно-карбонатитовыми породами и трубками взрыва в пределах этого комплекса (Hong et al., 2019).

Образование Памирских ксенолитов связывают с субдукцией или погружением коровых пород на глубины вплоть до 33 кбар (Hacker et al., 2005; Gordon et al., 2012). Частичное плавление, которому подверглись дункельдыкские ксенолиты, и метасоматоз, который привел к образованию калиевого полевого шпата и карбонатов, затрудняют реконструкцию протолита и метаморфической истории этих пород. Вместе с тем, включения карбонатов в ксенолитах связывают с их присутствием в протолите породы (Мадюков и др., 2012).

Полученные ранее нами данные свидетельствуют о том, что в составе литосферы под трубкой «Эклогитовая» преобладает коровый материал, среди протолитов которого можно выделить метаосадочные и метамагматические разновидности, тогда как классические мантийные ассоциации (лерцолиты, гарцбургиты или дуниты) не установлены (Корсаков и др., 2025). Частичное плавление корового субстрата и отделение кислых ультракалиевых расплавов может приводить к образованию эклогитовой ассоциации в реститах.

Присутствие синхизита ($Ca(REE)(CO_3)_2F$) в минеральной ассоциации совместно с флюоритом и карбонатами позволяет предполагать участие F-CO_2-REE-карбонатитового расплава в образовании этих полифазных агрегатов. Предполагается генерация подобного рода расплавов связывалась с частичным плавлением карбонатизированной мантии (Rudnick et al., 1993).

Заключение

Минералогия ксенолитов гранулитов и эклогитов из щелочных трубок взрыва Дункельдыкского магматического комплекса представлена крайне необычным набором минералов, что выделяет их среди других глубинных разновидностей пород орогенных регионов.

Находки полифазных карбонат-флюоритсодержащих агрегатов в ксенолите гранулита могут свидетельствовать о существенной роли флюорит-карбонатитового расплава на пике метаморфизма в изученном образце. Дальнейшее детальное изотопно-геохимическое изучение этих пород позволит реконструировать процессы формирования флюорит-карбонатитовых расплавов и установить их роль в формировании глубинных минеральных ассоциаций в глубоко субдуцированных породах под Памирским орогеном.

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного Фонда (проект № 24-17-00164).

Литература

1. Дмитриев Э. А. Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Дониш. Душанбе, 1976. 167 с.
2. Корсаков А. В., Чупин, В. П., Похиленко Н. П. Включения расплава в минералах ксенолитов гранулитов из диатрем Восточного Памира (Таджикистан): свидетельства инконгруэнтного плавления на границе коры и мантии // Доклады РАН. Науки о Земле. 2025. (принято к печати).
3. Мадюков И. А., Чупин В. П., Кузьмин Д. В. Генезис скаполита из гранулитов (нижнекоровые ксенолиты из диатрем Памира): результаты изучения расплавных включений // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 11. С. 1677–1694.

4. Редина А. А., Дорошкевич А. Г., Прокопьев И. Р., Избродин И. А., Ян Ю. Возраст и источники редкоземельно-флюоритовых проявлений Южное и Улан-Удэнское, связанных с карбонатитовым магматизмом (западное Забайкалье, Россия) // Геодинамика и тектонофизикаю 2023. Т. 14, № 6. С. 7–28.
5. Chopin C. Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 212. P. 1–14.
6. Gordon S. M., Luffi P., Hacker B., Valley J., Spicuzza M., Kozdon R., Minaev, V. The thermal structure of continental crust in active orogens: insight from Miocene eclogite and granulite xenoliths of the Pamir Mountains // Journal of Metamorphic Geology. 2012. V. 30, No. 4. P. 413–434.
7. Hacker B., Luffi P., Lutkov V., Minaev V., Ratschbacher L., Plank T., Metcalf J. I. M. Near-ultrahigh pressure processing of continental crust: Miocene crustal xenoliths from the Pamir // Journal of Petrology. 2005. V. 46, No. 8. P. 1661–1687.
8. Hong J., Ji W., Yang X., Khan T., Wang R., Li W., Zhang H. Origin of a Miocene alkaline–carbonatite complex in the Dunkeldik area of Pamir, Tajikistan: Petrology, geochemistry, LA–ICP–MS zircon U–Pb dating, and Hf isotope analysis // Ore Geology Reviews. 2019. V.107. P. 820–836.
9. Rudnick R. L., McDonough W. F., Chappell B. W. Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics // Earth and Planetary Science Letters. 1993. V. 114, No. 4. P. 463–475.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 156–163

Метод определения микропластика в современных осадках городской территории

Перькова Е. Н. [1], **Селезнев А. А.** [1], **Панкрушина Е. А.** [2]

[1] *Уральский федеральный университет им. первого Президента России Б. Н. Ельцина, Екатеринбург, contact@urfu.ru*

[2] *Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, director@igg.uran.ru*

Аннотация. Одной из значимых проблем городских территорий является обеспечение безопасности среды обитания человек. Потенциально опасными веществами в городской среде являются тяжелые металлы, взвешенные вещества, органические токсиканты, биологические загрязнители. В последние десятилетия этот ряд веществ дополнился микропластиком. Настоящее исследование направлено на разработку методики качественного определения содержания микропластика в пыле-грязевых отложениях урбанизированной территории на примере города Екатеринбург. Современные поверхностные отложения городских территорий являются одним из перспективных индикаторов при проведении геохимической оценки экологического состояния городов. Были отобраны пробы пыле-грязевых осадков из локальных понижений микрорельефа на шести различных площадках. Использовались такие методы анализа как, визуальная диагностика с применением оптического микроскопа и Рамановская спектроскопия. По результатам работы был составлен каталог фотографий найденных частиц микропластика с их описанием и получены Рамановские спектры для некоторых выбранных частиц.

Ключевые слова: микропластик, дорожная пыль, загрязнение, урбанизированная среда, Рамановская спектроскопия, визуальная диагностика.

Method for the identification of microplastics in urban contemporary sediments

Perkova E. N. [1], **Seleznev A. A.** [1], **Pankrushina E. A.** [2]

[1] *UrFU named after the first President of Russia B. N.Yeltsin, Ekaterinburg,contact@urfu.ru*

[2] *Institute of Geology and Geochemistry UrB RAS, Ekaterinburg, director@igg.uran.ru*

Abstract. One of the most important problems of urban areas is to ensure the safety of the human environment. Potentially pollutants in the urban environment are heavy metals, suspended solids, organic toxicants, biological pollutants. In recent decades, this range of substances has been supplemented by microplastics. The study is aimed at developing a methodology for qualitative measurement of microplastic content in sediments of dust and dirt of urbanized territory on the example of the city of Yekaterinburg. Contemporary surface sediments of urban areas are one of the perspective indicators for geochemical assessment of the ecological situation in cities. Samples of surface sediments were taken from local lowlands of microrelief at six different places. Such methods of analysis as visual diagnostics with optical microscope and Raman spectroscopy were used. Based on the results of the work, a catalog of photographs of found microplastic particles with their description was compiled and Raman spectra for some selected particles were obtained.

Keywords: microplastics, road dust, pollution, urban environment, Raman spectroscopy, visual diagnostics.

Введение

Под микропластиком понимаются полимерные частицы размером < 5 мм. Фрагменты полимеров могут попадать в окружающую среду из разных источников: косметика, одежда, промышленные процессы, разрушение пластиковых предметов (Alak et al., 2022). Микропластик постоянно перераспределяется в окружающей среде (Honqwei et al., 2020).

Основная часть пластиковых отходов находится на поверхности земли либо захоронена. Микропластик распространился во всех геосферах планеты. Почва, содержащая пластиковые отходы, является основным источником загрязнения микропластиком для атмосферного воздуха, водных объектов и живых организмов. Основная экологическая опасность микропластика заключа-

ется в том, что он может попадать в организм человека через органы дыхания, желудочно-кишечный тракт и кожу. Микропластик хорошо сорбирует многие токсичные соединения, а также может содержать добавки в виде тяжелых металлов и органических веществ (Honqwei et al., 2020).

В настоящее время нет законодательной базы, которая бы регулировала проблему загрязнения окружающей среды полимерными веществами. Нет норм содержания полимерных веществ в окружающей среде.

Среди методов определения микропластика выделяют качественные и полуколичественные. Рамановская спектроскопия позволяет идентифицировать частицы микропластика по спектрам рассеянного света, однако точная идентификация полимеров требует наличия библиотек спектров (Araujo et al., 2018; Zhang et al., 2018; Mattsson et al., 2022). ИК-Фурье спектроскопия основана на анализе излучения инфракрасного диапазона, которое поглощается на определенных частотах, связанных с энергией колебаний межатомных связей в молекуле полимера. При использовании ИФ-Фурье спектроскопии необходима обработка исследуемых материалов, чтобы избежать спектральных артефактов (Andoh et al., 2023). Масс-спектрометрия имеет высокую эффективность в определении частиц полиэтилена, полипропилена, полистирола и нейлона фракций < 1 мм (Fischer et al., 2017). Визуальная диагностика – простой и легкий метод идентификации частиц микропластика по морфологическим признакам (Kotar et al., 2022). Все методы определения полимеров требуют наличия стандартного образца с известным содержанием определяемого полимера и библиотеки спектров.

Оценки количества полимерного вещества в окружающей среде основаны на знании количества пластика в разных ее компонентах. Для разных регионов мира получаемые количества полимеров, их типы, формы и размеры варьируются в широких пределах.

На сегодняшний день немного данных о содержании микропластика в объектах окружающей среды на территории России. Существует необходимость разработки методик, подходов, научного задела для проведения оценок количества полимерного вещества в окружающей среде, и подходов к его нормированию в объектах окружающей среды, в особенности для урбанизированной среды. Для России такие исследования особенно актуальны, т. к. 75 % населения страны проживает на городских территориях и постоянно контактирует с полимерными веществами.

Одним из перспективных геоиндикаторных компонентов для проведения оценки экологического состояния городских территорий являются различные типы современных поверхностных осадков (дорожная пыль, отложения в локальных понижениях микрорельефа, осадки ливневой канализации) (Seleznev et al., 2019). Депонирующие среды интегрируют поверхностные миграционные потоки полютантов и вещества в городской среде. Знание о содержании полимерных веществ в этих объектах окружающей среды в значительной мере дополнит представление о воздействии в окружающей среде на человека, кроме того вещественный анализ этих объектов может стать основой для проведения экологической оценки территорий.

Материалы и методы

Описание объекта опробования

Объектом опробования являются различные типы современных поверхностных депонированных отложений: дорожная пыль и отложения в локальных понижениях микрорельефа (Seleznev et al., 2019). Понижениями микрорельефа выступают, сточные канавы и ямы на поверхностях, в которых накапливается масса пылегрязевых осадков в результате их миграции под действием факторов среды таких как, дождь, таяние снега и перенос пыли под действием воздушных масс. Дорожная пыль образуется на дорогах и в прибордюрных зонах, скапливается в результате схода с газона части грунта в результате выпадения дождей и таяния снега, обработки проезжей части в зимний период противогололедными материалами, выноса грязи на колесах машин при выезде из частного сектора и с территорий строительных площадок.

Пробы отбирались в теплый сезон года в сухое время. Отбор проб производился в шести различных местах. Из шести отобранных проб, три пробы отбирались на территории внутри двора, три на территориях снаружи двора.

Отбор проб и пробоподготовка

Пробы отбирались массой примерно 1 кг. Отобранные пробы сушились при комнатной температуре. Отбор проб производился совком из нержавеющей стали, пробы отбирались в стеклянные химические стаканы. Площадки располагались в окрестностях лаборатории, где в дальнейшем анализировались. При отборе и подготовке проб исключалось использование полимерной посуды и предметов, чтобы избежать загрязнения пробы.

Сухую пробу просеивали через сито из нержавеющей стали с размером ячеек 3 мм с использованием керамического пестика. Для дальнейшего анализа была взята фракция < 3 мм; фракция больше 3 мм выбрасывалась. После ситования проба квартовалась. Из пробы выбирались параллельные навески массой примерно 50 г. Каждая навеска взвешивалась.

Полимерное вещество пробы отделялось от минеральной матрицы методом отстаивания в растворе соли NaCl, с концентрацией 120 г/л. Концентрированный раствор NaCl готовили в стеклянных стаканах, перемешивали стеклянной палочкой. Отделенный при помощи фильтрации, флотат, содержащий полимерное вещество, сушился на стеклянных чашках Петри и закрывался стеклянными крышками. Пробы высушивались при комнатной температуре. Навески хранились в бумажных конвертах.

Инструментальные методы анализа

Качественный анализ частиц методом Рамановской спектроскопии проводился на спектрометре LabRam HR 800 Evolution (Horiba Scientific) в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УРО РАН. Визуальная диагностика частиц методом оптической микроскопии проводилась с помощью микроскопа с увеличением в 4 и 10 раз.

Результаты и обсуждение

Результаты визуальной диагностики

Из шести выбранных навесок оператором было выделено 235 частиц, обладающих морфологическими признаками полимеров. Составлен каталог с фотографиями частиц. У всех частиц были охарактеризованы морфологические признаки. Частицы были систематизированы по классам.

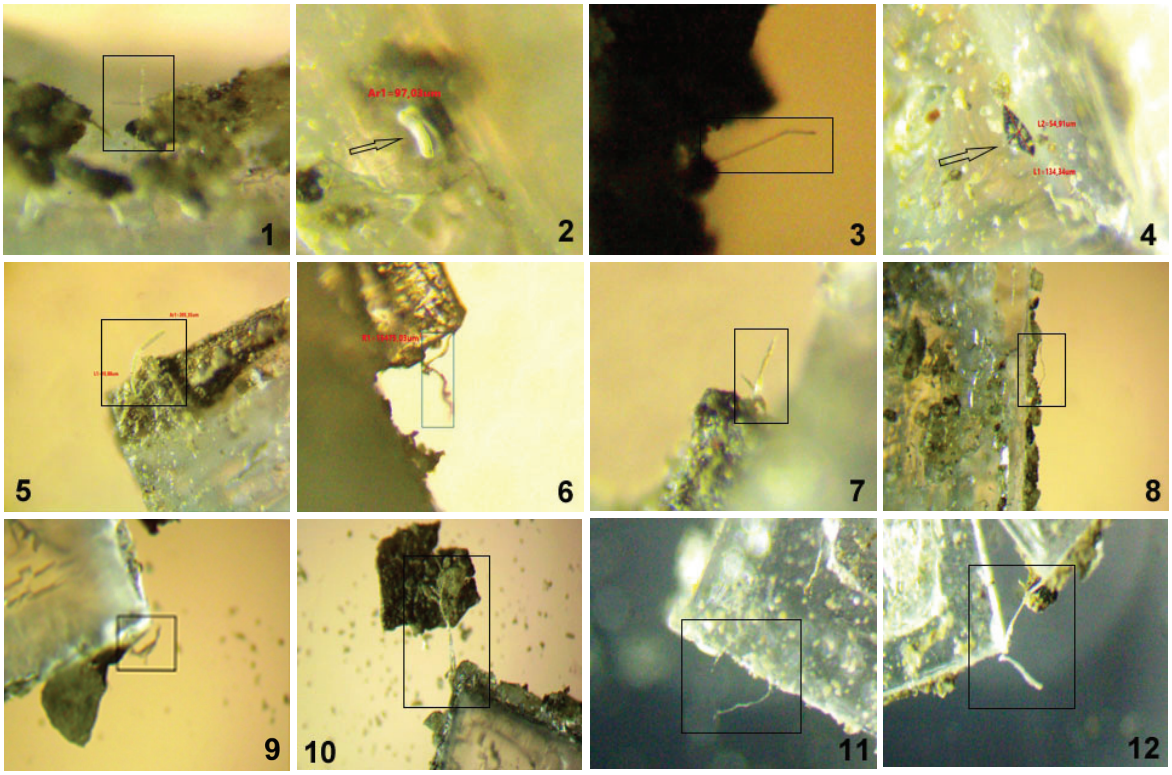


Рис. 1. Снимки характерных частиц
Fig. 1.Pictures of characteristic particles

На рис. 1 и 2 представлены частицы, отнесенные к полимерным по результатам визуального анализа, в табл. 1 приведено описание этих частиц.

Таблица 1. Описание частиц представленных на рис.1 и 2
Table 1. Description of the particles shown in Fig.1 and 2

№ п/п	Описание частицы
1	Частица прозрачная, бесцветная, длиной порядка 200 мкм. Есть изгиб
2	Частица белого цвета, округлой формы, гладкая поверхность. Длина 97 мкм и ширина 30 мкм
3	Частица черного цвета, волокно, есть изгиб. Длина 150 мкм
4	Частица черного цвета, ломаные края, ассиметричная. Размеры 134 × 54 мкм
5	Частица прозрачная, бесцветная, волокно, поверхность гладкая, есть изгиб. Длина 305 мкм, ширина 10 мкм
6	Частица прозрачная, бесцветная, имеет множество изгибов. Длина порядка 230 мкм
7	Частица прозрачная, бесцветная, поверхность гладкая. Длина 100 мкм
8	Частица черного цвета, волокно, очень тонкое, имеет изломы по всей длине. Длина примерно 200 мкм
9	Частица белого цвета, волокнистая. Длина 150 мкм
10	Частица прозрачная, бесцветная, волокнистая, витая из нескольких более тонких волокон. Длина порядка 250 мкм
11	Частица прозрачная, бесцветная, волокно, изогнутая. Длина 200 мкм
12	Частица белого цвета, волокно, с резким изломом на 90 °. Длина 350 мкм
13	Частица красного цвета, вытянутой формы, полностью погруженная в соль, есть плавный излом. Длина 700 мкм
14	Частица желтого цвета с округлыми краями. Размеры 330 × 148 мкм
15	Частица белого цвета, волокнистая структура. Размеры 620 × 430 мкм
16	Частица черного цвета, волокно, гладкая поверхность, с изгибом. Длина видимой части 460 мкм, общая длина 1430 мкм
17	Частица белого цвета, вытянутой формы. Длина 1200 мкм
18	Частица белого цвета, волокно, рассеченное на несколько более тонких. Длина 480 мкм
19	Частица прозрачная, бесцветная, волокно, гладкая поверхность. Волокно имеет изгибы и резкий излом. Длина примерно 600 мкм
20	Частица желтого цвета, волокно, поверхность гладкая, есть изгиб. Длина 300 мкм
21	Частица белого цвета, волокно, с резкими изломами по всей длине. Длина 380 мкм
22	Частица черного цвета, тонкое волокно. Длина 350 мкм
23	Частица желтого цвета, овальной формы. Примерный размер210 × 150 мкм
24	Частица красного цвета, волокно, имеет гладкую поверхность, есть изгиб. Длина 480 мкм
25	Частица белого цвета, имеет сложную структуру, состоящую из множества волокон, имеют изломы. Длина порядка 1000 мкм
26	Частица белого цвета, поверхность гладкая. Размеры 68 × 35 мкм
27	Частица белого цвета, имеет сложную скрученную форму и состоящую из множества тонких волокон. Размер порядка 850 × 270 мкм
28	Частица белого цвета, состоит из нескольких тонких волокон. Длина 600 мкм
29	Частица черного цвета, волокно, поверхность гладкая, изогнуто. Длина 260 мкм
30	Частица прозрачная, бесцветная, волокно, изогнуто в разные стороны. Длина 1320 мкм
31	Частица белого цвета, сферический формы, структура вспененная. Диаметр 120 мкм
32 33 34	Частица черного цвета, поверхность гладкая, есть блеск. Размер 62 мкм. Таких частиц было найдено много, минимальный диаметр найденной частицы составляет 10 мкм, максимальный 62 мкм
35	Частица прозрачная, красного цвета. Размер 50 × 14 мкм
36	Частица, бесцветная, прозрачная. Имеет сферическую форму. Диаметр 35 мкм

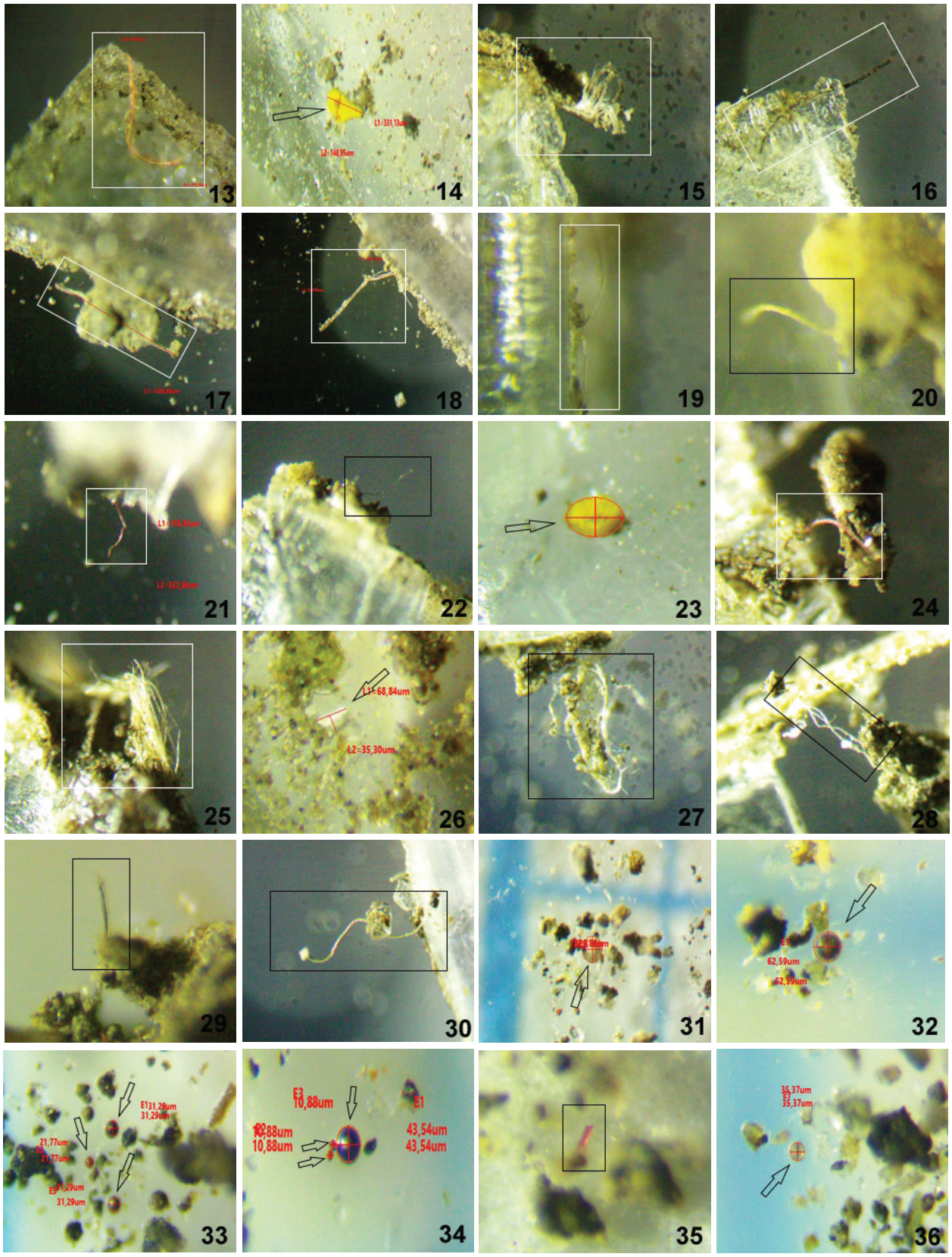


Рис. 2. Снимки характерных частиц
Fig. 2. Pictures of characteristic particles

Результаты Рамановской спектроскопии

Десять типичных частиц разных классов из 235 были проанализированы на Рамановском спектрометре. Из десяти частиц уверенно удалось идентифицировать как полимерное вещество только одну. На рис. 3–4 показаны внешний вид частиц полимерного вещества и соответствующие им Рамановские спектры. Остальные частицы надежно идентифицировать как какой-то конкретный полимер по полученным пикам на Рамановском спектре невозможно.

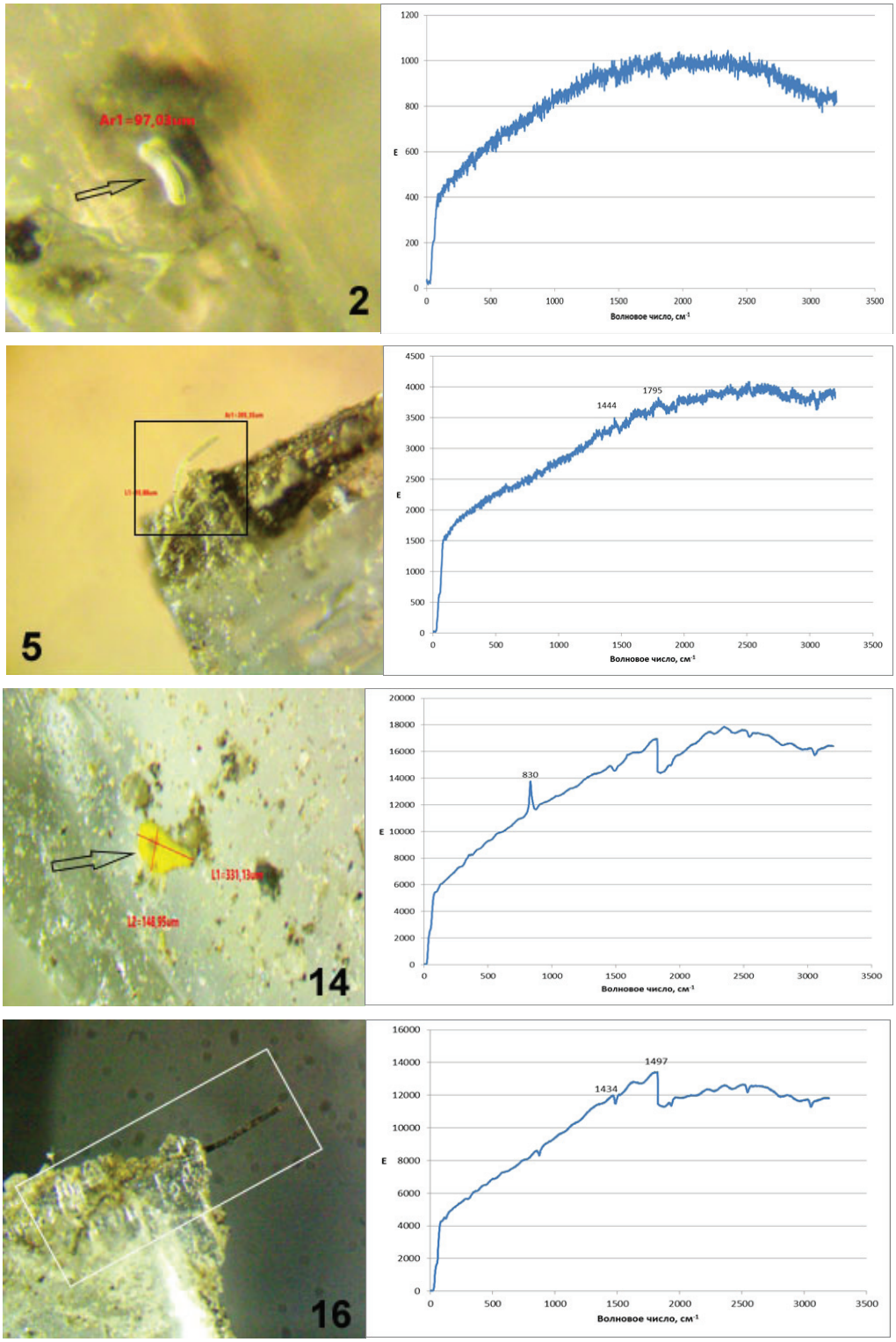


Рис. 3. Снимок частицы и ее Рамановский спектр
Fig. 3. Particle picture and its Raman spectrum

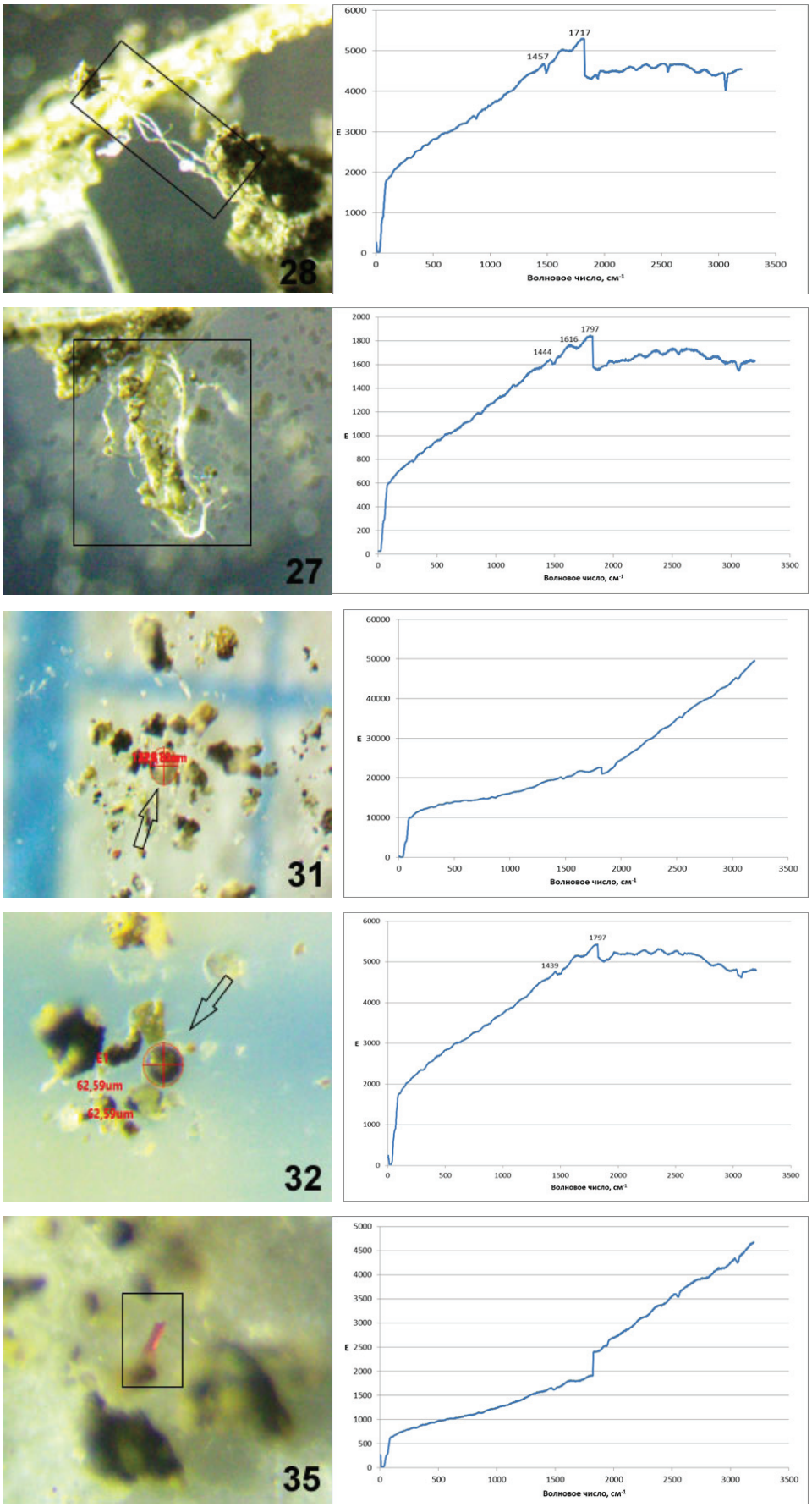


Рис. 4. Снимок частицы и ее Рамановский спектр
Fig. 4. Particle picture and its Raman spectrum

При анализе отдельных частиц методом Рамановской спектроскопии для 9 частиц из 10 было найдено по одному пику в определённой области энергий (Zhang et al., 2018). Все полимерные вещества должны иметь несколько пиков на Рамановском спектре, уверенная идентификация полимерного вещества означает наличие минимум двух пиков. Отсутствие пиков на спектре вызвано помехами, связанными с присутствием элементов имеющих энергию близкую к объекту исследования, неточное попадание лазера в исследуемое вещество, недостаточная пробоподготовка (не полностью были отмыты пробы от соли), плохое наведение лазера оператором в процессе измерения.

Заключение

Визуальный анализ в комбинации с Рамановской спектроскопией отдельных частиц схожих по внешнему виду с полимерными не позволяет уверенно идентифицировать полимерные вещества в объектах современной городской среды. Таким образом, можно сделать вывод, что метод плохо подходит для качественного и не подходит для количественного определения частиц микропластика в объектах окружающей среды. Ручное выделение частиц из пробы, их идентификация под оптическим микроскопом и совмещенная с ними Рамановская спектроскопия является очень трудозатратной, и не позволяет проанализировать большое количество частиц за малое время.

Благодарности

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 24-17-20036) и Правительства Свердловской области (проект 24-17-20036).

Литература

1. Alak G., Uçar A., Parlak V., Atamanalp M. Identification, characterisation of microplastic and their effects on aquatic organisms // Chemistry and Ecology. 2022. V. 38, No. 10. P. 967–987. https://doi.org/10.1080/02757540.2022.2126461.
2. Andoh C. N. et al. Fourier Transform Infrared Spectroscopy: An analytical technique for microplastic identification and quantification // Infrared Physics & Technology. V. 135. Elsevier Science Publishing Company, Inc., 2024. P. 105070. https://doi.org/10.1016/j.infrared.2023.105070.
3. Araujo C. et al. Identification of microplastics using Raman spectroscopy: Latest developments and future prospects // Water research. 2018. V. 142. P. 426–440. https://doi.org/10.1016/j.watres.2018.05.060.
4. Fischer M., Scholz-Böttcher B. M. Simultaneous trace identification and quantification of common types of microplastics in environmental samples by pyrolysis-gas chromatography–mass spectrometry // Environmental science & technology. 2017. V. 51, No. 9. P. 5052–5060. https://doi.org/10.1021/acs.est.6b06362.
5. Honqwei L., Yaoyao Z., Yu L., Yahui X., Dongqin H., Xiangliang P. Aging of microplastics affects their surface properties, thermal decomposition, additives leaching and interactions in simulated fluids // Sciense of The Total Environment. 2020. V. 714, No. 136862. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.136862.
6. Kotar S. et al. Quantitative assessment of visual microscopy as a tool for microplastic research: Recommendations for improving methods and reporting // Chemosphere. 2022. V. 308. P. 136449. https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2022.136449.
7. Mattsson K. et al. Comparison of pre-treatment methods and heavy density liquids to optimize microplastic extraction from natural marine sediments // Scientific Reports. 2022. V. 12, No. 1. P. 15459. https://doi.org/10.1038/s41598-022-19623-5.
8. Naifu J., Yizhi S., Rui M., Junyi L., Guanghe L., Dayi Z. Characterization and identification of microplastics using Raman spectroscopy coupled with multivariate analysis // Analytica Chimica Acta. 2022. V. 1197. https://doi.org/10.1016/j.aca.2022.339519.
9. Seleznev A. et al. Mineral phase composition of the surface dirt sediment in an urban environment // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. IOP Publishing, 2019. V. 317, No. 1. P. 012009. https://doi.org/10.1088/1755-1315/317/1/012009.
10. Zhang S. et al. A simple method for the extraction and identification of light density microplastics from soil // Science of the Total Environment. 2018. V. 616. P. 1056–1065. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.10.213.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 164–172

Минералого-геохимические особенности кианитсодержащих ксенолитов из трубки взрыва «Эклогитовая» (Восточный Памир)

Подугольникова Е. Е. [1,2], **Корсаков А. В.** [1], **Михайленко Д. С.** [1], **Одинаев Ш. А.** [3,4], **Гадоев М. Л.**[4]
[1] *Институт геологии и минералогии им В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, podugolnikova@igm.nsc.ru*
[2] *Новосибисркий государственный университет, Новосибирск*
[3] *Институт геохимии Китайской Академии наук, Гуанчжоу, Китай*
[4] *Институт геологии, сейсмостойкого строительство и сейсмологии НАН, Душанбе, Таджикистан*

Аннотация. В статье представлены результаты минералого-геохимического исследования основных породообразующих (гранат, полевые шпаты, кварц, кианит, клинопироксен) и акцессорных (рутил, апатит, циркон и др.) минералов кианитсодержащих ксенолитов гранулитов и эклогитов из миоценовой трубки взрыва «Эклогитовая» Дункельдыкского магматического поля (Восточный Памир). Предполагается, что эклогиты формировались при более высоких давлениях (> 3 ГПа) и температурах (> 1000 ° С), чем фельзические гранулиты, образование которых, вероятнее всего, происходило при давлениях более 1.5 ГПа и температурах более 900 ° С. Геохимические характеристики обоих типов пород свидетельствуют об их коровом протолите; при этом эклогиты по своему составу близки к породам нижней континентальной коры, тогда как гранулиты демонстрируют сходство с верхнекоровыми образованиями, что отражает различную глубину их метаморфического преобразования.

Ключевые слова: кинитсодержащие ксенолиты, гранулиты, эклогиты, Восточный Памир, минералогия ксенолитов.

Mineralogical and Geochemical Features of Kianite-Bearing Xenoliths from the «Eclogitovaya» volcanic pipe (the Eastern Pamir)

Podugolnikova E. E. [1,2], **Korsakov A. V.** [1], **Mikhailenko D. S.** [1], **Odinaev S. A.** [3,4], **Gadoev M. L.** [4]
[1] *V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia, podugolnikova@igm.nsc.ru*
[2] *Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*
[3] *State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, Guangzhou, China*
[4] *Institute of Geology, Earthquake Engineering and Seismology, National Academy of Sciences of Tajikistan, Dushanbe, Tajikistan*

Abstract. This paper deals with mineralogical and geochemical features of rock-forming (garnet, feldspars, quartz, kianite, clinopyroxene) and accessory (rutile, apatite, zircon, etc.) minerals in kyanite-bearing xenoliths of felsic granulites and eclogites from the Miocene explosion pipe «Eclogitovaya» (the Dunkeldyk volcanic field). It is suggested that the eclogites formed under higher pressure (> 3 GPa) and temperature (> 1000 ° C) than felsic granulites which originated at pressures exceeding 1.5 GPa and temperatures above 900 ° C. Trace and rare earth element diagrams indicate that the protoliths of the eclogites and felsic granulites were most likely derived from the lower and upper continental crust, respectively.

Keywords: kyanite-bearing xenoliths, granulites, eclogites, the Eastern Pamir, xenolith mineralogy.

Введение

Ксенолиты метаморфических пород высокого и сверхвысокого давления представляют собой ценный источник сведений о процессах, происходящих в глубинных слоях литосферы. Особое значение представляют ксенолиты мантийных эклогитов, встречающиеся в щелочных эффузивных породах, поскольку они редки и недостаточно изучены (Соболев, 1974; Удовкина, 1985; Уханов и др., 1988). Исследования ксенолитов Восточного Памира начались в 1950-х годах Э. А. Дмитриевым (Дмитриев, 1976), а затем продолжись другими исследователями (Лутков 2003; Lutkov et al., 2005; Hacker et al., 2005; Gordon et al., 2012; Koijman et al., 2017; Li et al., 2023). Согласно их дан-

ным, образование ксенолитов происходило при T = 900–1100 ° С и P = 2–2.8 ГПа (Hacker et al., 2005; Li et al., 2023), а в случае некоторых ксенолитов эклогитов давление достигало ~ 4.3 ГПа (Li et al., 2023).

В данной работе представлены результаты минералого-геохимических исследований кианитсодержащих разновидностей ксенолитов Восточного Памира. Все образцы были отобраны из миоценовой трубки взрыва «Эклогитовая» (Hacker et al., 2005), которая относится к Дункельдыкскому магматическому полю (Восточный Памир), расположенного на территории Таджикистана (Дмитриев, 1976).

Материалы и методы

Аналитические работы проводились в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований (ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия). Петрографическое исследование пород проводилось с использованием поляризационного микроскопа «Olympus» BX51, оснащенного камерой высокого разрешения Olympus COLOR VIEW III. Определение химического состава вторичных и акцессорных минералов проводилось с использованием сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) Tescan MIRA 3 LMU. Съемка проводилась в условиях низкого вакуума при ускоряющем напряжении 40 кВ в режиме обратно рассеянных электронов (BSE) с разрешением до 0.5 мкм. Концентрации главных петрохимических элементов в первичных породообразующих минералах (гранат, клинопироксен, кварц, кианит, полевые шпаты) были определены на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе пучка 50 нА при размере пучка 1 мкм. Концентрации редких и редкоземельных элементов были определены методом ICP-MS с использованием масс-спектрометра высокого разрешения ELEMENT (Finnigan MAT).

Результаты и обсуждение

Основой нашего исследования послужила коллекция кианитсодержащих ксенолитов из трубки взрыва «Эклогитовая». Для детального минералого-геохимического исследования были отобраны представительные образцы кианитсодержащих ксенолитов фельзических гранулитов (8 образцов) и эклогитов (4 образца). Размер ксенолитов варьирует от 4 см до 35 см.

Ксенолиты фельзических гранулитов имеют гранобластовую крупнокристаллическую структуру и массивную, реже субслоистую текстуру. Породообразующие минералы этих гранулитов представлены гранатом, полевыми шпатами (K-Na полевой шпат и в большинстве образцов плагиоклаз), кварцем и кианитом. Среди акцессорных минералов распространены: рутил, апатит, графит, сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит), циркон, сульфаты (барит, целестин, целестинобарит), монацит и карбонаты (кальцит, доломит, сидерит). Для этих типов пород характерно наличие вторичных минералов: хлорита, биотита, полевых шпатов, корунда, магнетита, ильменит.

Гранат в фельзических гранулитах имеет красно-оранжевую окраску и достигает размеров до 2.5 см (рис. 1 а). Согласно химическому составу, он относится к пироп-гроссуляр-альмандиновому ряду ($Prp_{26–39}Grs_{2–25}Alm_{44–64}$) (рис. 2). Зёрна граната преимущественно гомогенны, лишь в некоторые образцах находятся зёрна, в которых присутствует слабая химическая зональность: от центра зерна к его краю концентрации MgO и FeO увеличиваются, а CaO – уменьшаются. Вокруг многих зёрен граната развиты келифитовые каймы мощностью до 200 мкм, состоящие из плагиоклаза, амфибола и магнетита. В гранате были диагностированы включения других породообразующих (полевые шпаты, кварц и кианит) и акцессорных минералов, также отмечается наличие первичных расплавных и флюидных включений (размером от 1 до 20 мкм). Во многих зёрнах отмечается зональное распределение включений: от центра к периферии уменьшается их количество.

Первичные полевые шпаты представлены крупными ксеноморфными зёрнами породообразующих K-Na полевых шпатов и плагиоклаза (рис. 1 а, е), с составами $Or_{54–98}Ab_{0–36}An_{0–7}$ и $Or_{5–11}Ab_{41–59}An_{36–74}$, соответственно (рис. 2). Кроме того, установлено наличие тройного полевого шпата в некоторых образцах с составом $Or_{11–14}Ab_{55–60}An_{35–45}$ (рис. 2). Для всех полевых шпатов типичны примеси FeO: до 0.1 мас. % в плагиоклазах, до 0.4 мас. % в тройных полевых шпатах

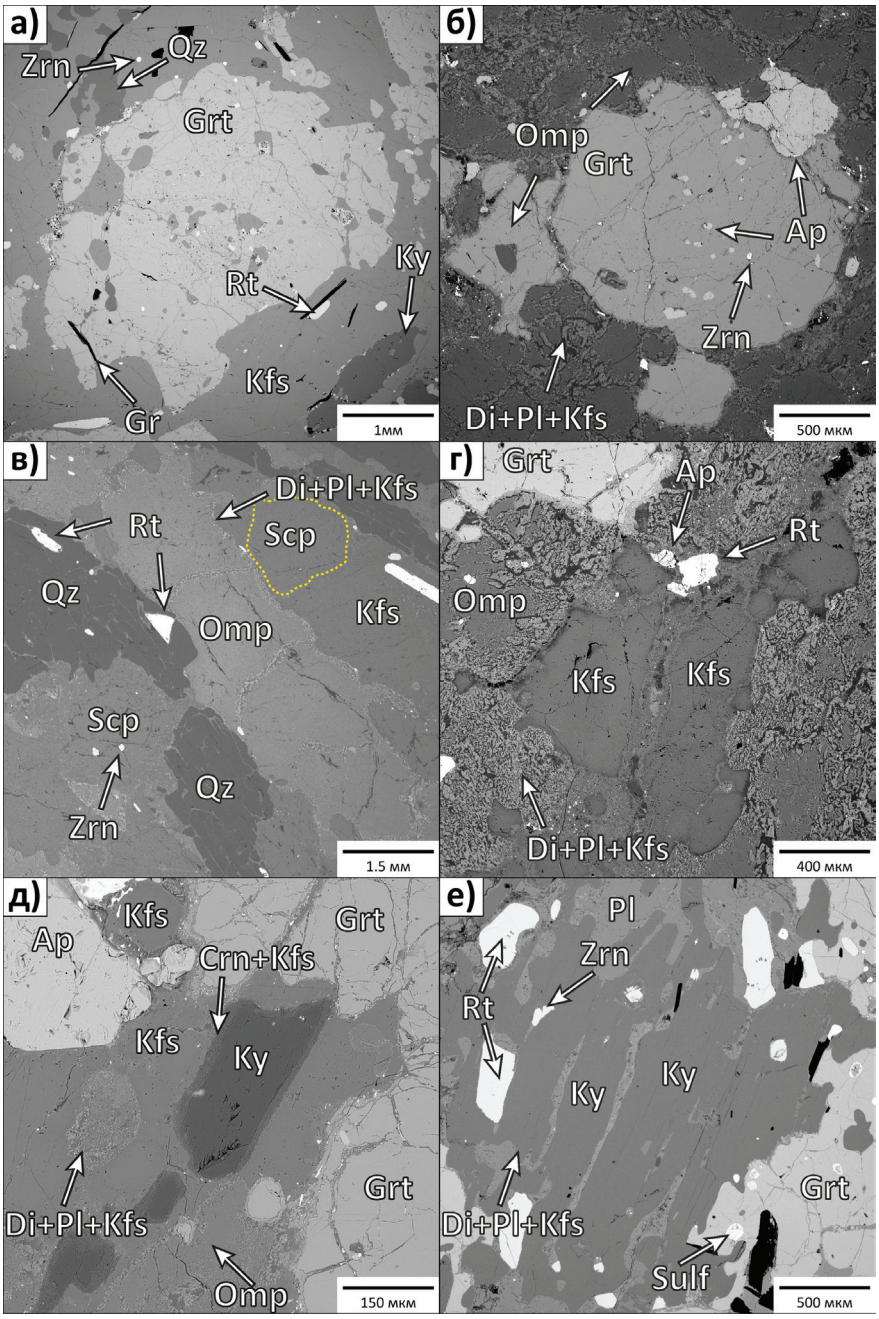


Рис. 1. Изображения в обратно рассеянных электронах породообразующих и акцессорных минералов фельзических гранулитов и эклогитов: а – ксеноморфный гранат из фельзического гранулита с включениями других минералов; б – гранат с включениями апатита из эклогитов, окружённый келифитовой каймой; в – крупные зёрна скаполита (показаны жёлтым цветом) в матриксе породы эклогита и омфацит, окружённый симплектитом; г – крупные ксеноморфные зёрна первичного K-Na полевого шпата в эклогитах; д – породообразующий кианит с корунд-полевошпатовым симплектитом, окружённый K-Na полевым шпатом; е – крупный породообразующий кианит из гранулитов.

Ap – апатит, Crn – корунд, Di – диопсид, Gr – графит, Grt – гранат, Kfs – K-Na полевой шпат, Ky – кианит, Omp – омфацит, Pl – плагиоклаз, Qz – кварц, Rt – рутил, Scp – скаполит, Sulf – сульфиды, Zrn – циркон

Fig. 1. Backscattered electron image of rock-forming and accessory minerals from felsic granulites and eclogites: a – anhedral garnet from the felsic granulites containing mineral inclusions; b – Garnet with apatite inclusions from the eclogites surrounded by a kelyphitic rim; c – scapolite (shown in yellow) from the eclogite, and omphacite surrounded by a symplectite; d – anhedral K-Na feldspar from the eclogite; e – kyanite with a corundum–K-feldspar symplectite, surrounded by K-Na feldspar from the eclogite; f – large rock-forming kyanite from the felsic granulites.

Ap – apatite, Crn – corundum, Di – diopside, Gr – graphite, Grt – garnet, Kfs – K-Na feldspar, Ky – kyanite, Omp – omphacite, Pl – plagioclase, Qz – quartz, Rt – rutile, Scp – scapolite, Sulf – sulfides, Zrn – zircon

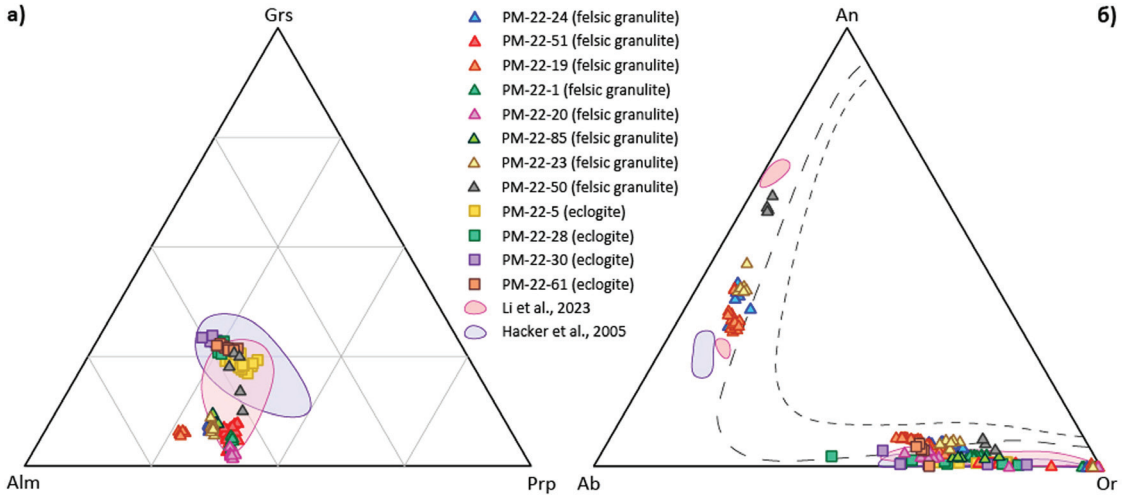


Рис. 2. Химический состав гранатов (а) и полевых шпатов (б) из изученных кианитсодержащих ксенолитов фельзических гранулитов и эклогитов из трубки взрыва «Эклогитовая» (Восточныйо Памир) в сравнении с данными предыдущих исследователей (Hacker et al., 2005; Li et al., 2023)

Fig. 2. Chemical composition of garnets (a) and feldspars (b) from the kyanite-bearing xenoliths of felsic granulites and eclogites from the volcanic pipe «Eclogitovaya (Eastern Pamir), shown in comparison with data from previous studies (Hacker et al., 2005; Li et al., 2023)

и до 0.8 мас. % в K-Na полевых шпатах. В последних также отмечаются примеси BaO (до 1.1 мас. %). Полевые шпаты в фельзических гранулитах преимущественно гомогенны, однако в некоторых образцах наблюдаются зёрна с химической зональностью. В плагиоклазе содержание K_2O увеличивается от центра к периферии, при этом уменьшается концентрация CaO. Для K-Na полевых шпатов характерно наличие двух типов зональностей: с увеличением концентраций K_2O и уменьшением Na_2O к периферии и наоборот – с уменьшением K_2O при увеличении Na_2O. Полевые шпаты содержат в основном крупные твердофазные включения других породообразующихе минералов, реже – акцессорных (рутила, апатита и циркона).

Ксеноморфные бесцветные зёрна кварца (до 1.5 см в поперечнике) диагностируются в межзерновом пространстве (рис. 1 а), а также в виде включений в породообразующих (гранат, полевые шпаты, кианит) и некоторых акцессорных минералах (апатит, циркон и рутил). В отдельных зёрнах кварца зафиксированы твердофазные включения таких акцессорных минералов, как циркон, апатит и монацит. Отмечаются концентрации Ti от 80 до 160 ppm.

Кианит проявлен как в виде крупных идиоморфных порфиробластов светло-голубого цвета (длиной до 2 см) (рис. 1 а, е), так и в виде округлых включений в других породообразующих минералах (до 150 мкм). Порфиробласты кианита нередко окружены симплектитами (мощностью до 50 мкм), состоящими из калиевого полевого шпата и корунда. По химическому составу однороден, отмечается наличие примесей FeO (до 0.7 мас. %) и TiO_2 (до 0.1 мас. %). Порфиробласты кианита часто содержат включения акцессорных минералов (рутил, апатит, циркон и графит), реже породообразующих (кварц, полевые шпаты, гранат), в отдельных зёрнах могут встречаться первичные расплавные включения.

Среди акцессорных минералов фельзических гранулитов преобладают рутил, апатит, циркон и графит (рис. 1 а). Рутил встречается в виде субидиоморфных кристаллов коричнево-красного цвета, для которых характерно наличие структур распада в виде ламелей ильменита. В рутиле некоторых образцов отмечаются ориентированные включения корунда. Распространённой примесью рутила является FeO (до 1.7 мас. %). Апатит представлен овальными бесцветными зёрнами, содержащими примеси F (до 4.2 мас. %), Cl (до 0.7 мас. %) и FeO (до 2.3 мас. %). В нем диагностированы включения циркона, рутила и других минералов. Циркон формирует округлые зёрна, которые обогащены HfO_2 (до 2.3 мас. %), Nb_2O_5 (до 1.7 мас. %) и FeO (до 1.6 мас. %) и содержат включения породообразующих и акцессорных фаз. Графит встречается как в виде крупных кристаллов в межзер-

новом пространстве, так и в виде мелких включений в кианите и гранате, при этом его распределение в гранате часто является зональным.

Ксенолиты эклогитов характеризуются крупнокристаллической гранобластовой структурой и преимущественно массивной текстурой. Основной минеральных состав представлен: гранатом, омфацитом, кварцем, кианитом и K-Na полевыми шпатами; в одном из образцов в качестве первичного породообразующего минерала был также диагностирован скаполит. Среди акцессорных минералов отмечаются рутил, апатит, циркон, монацит, целестин и сульфиды. Среди вторичных фаз отмечаются плагиоклаз, клинопироксен, хлорит, биотит, амфибол, кальцит и ильменит.

Красно-вишнёвый гранат преимущественно крупный (до 6 мм в поперечнике), субидиоморфный с развитыми вокруг него мощными келифитовыми каймами (толщиной до 200 мкм), состоящими из плагиоклаза, диопсида и магнетита (рис. 1 б). По химическому составу гранаты относятся к пироп-гроссуляр-альмандиновому ряду ($Prp_{19–32}Grs_{20–29}Alm_{39–48}$) (рис. 2). Наблюдается небольшая зональность в некоторых образцах в отношении CaO, MgO и FeO: концентрация CaO и MgO уменьшается от центра зерна к его краю, при этом увеличивается содержание FeO. Зёрна граната содержат включения как породообразующих (клинопироксен, кварц, кианит, полевые шпаты), так и акцессорных (рутил, циркон, монацит, сульфиды) минералов.

Первичный клинопироксен присутствует в виде крупных (размером до 3 мм) ксеноморфных реликтов темно-зелёного цвета, окружённых диопсид-плагиоклаз-калишпатовым симплектитом (рис. 1 б-д). Его химический состав отвечает омфациту (Morimoto, 1989) – содержание жадеитового компонента (Jd) варьирует от 39.5 до 50.9 мол. %. В нём отмечается наличие Ca-чермакитовой молекулы (CaTs), содержание которой достигает 6.5 мол. %. По химическому составу зёрна преимущественно однородные, однако в некоторых образцах отмечается незначительная химическая зональность: от центра к периферии реликта увеличивается содержание Na_2O и Al_2O_3, и уменьшается концентрация FeO, MgO и CaO. Омфацит имеет разную степень сохранности: от крупных прозрачных реликтов омфацита (размером до 3 мм) до почти полностью замещённых симплектитом реликтов (размером до 300 мкм).

Крупные ксеноморфные зёрна первичного полевого шпата по химическому составу представляют собой калиево-натровый полевой шпат с составом $Or_{44–83}Ab_{0–5}An_{14–50}$ (рис. 1 в-д). Для большинства зёрен характерна химическая зональность: к периферии зерна увеличиваются концентрации Na_2O, а K_2O наоборот – уменьшаются. Отмечается наличие примесей FeO (до 0.3 мас. %) и BaO (до 0.5 мас. %). Нередко зёрна полевых шпатов содержат включения граната, омфацита, кианита, рутила, апатита, циркона, монацита, сульфида и других минералов.

Кианит преимущественно наблюдается в виде агрегатов, состоящих из субидиоморфных кристаллов (рис. 1 д), реже – в форме отдельных зерен субидиоморфного до ксеноморфного облика размером до 300 мкм. Порфиробласты кианита повсеместно окружены симплектитовыми каймами (мощностью до 200 мкм), состоящим из калиевого полевого шпата и корунда. Химический состав кианита однородный, однако отмечаются незначительные примеси FeO (до 1.2 мас. %) и TiO_2 (до 0.06 мас. %). Включения редки и, как правило, представлены породообразующими и акцессорными минералами.

Кварц в основном представлен ксеноморфными бесцветными зёрнами (размером до 3–5 мм) в виде скоплений в матриксе, реже – в виде включений в породообразующих минералах, таких как гранат, омфацит и кианит. В составе отмечаются примесий TiO_2 (до 0.03 мас. %) и FeO (до 0.1 мас. %).

Обнаруженный в одном из образцов эклогита скаполит представляет собой ксеноморфные зёрна (размером до 300 мкм), расположенные преимущественно в межзерновом пространстве (рис. 1 в), а также в виде включений в породообразующих минералах. Минерал характеризуется содержанием SO_3 до 5.7 мас. % и Cl до 0.5 мас. %.

Акцессорные минералы эклогитов представлены рутилом, апатитом, цирконом и титанитом (рис. 1 б-д). Рутил встречается в виде субидиоморфных кристаллов красно-коричневого цвета в межзерновом пространстве и в форме округлых или игольчатых включений в других минералах. Для него характерны структуры распада в виде ламелей и кайм ильменита, а также присутствие

примеси FeO (до 1.4 мас. %). Апатит обычно бесцветный, округлой формы; содержит примеси F (до 3.2 мас. %), Cl (до 2.2 мас. %), FeO (до 1.3 мас. %) и SrO (до 1.6 мас. %). От бесцветного до светло-жёлтого циркон обогащён HfO_2 (до 0.2 мас. %), Nb_2O_5 (до 1.2 мас. %) и содержит примесь FeO (до 0.4 мас. %). Титанит имеет буровато-коричневатый цвет его зёрна субидиоморфны и ксеноморфны, встречаются преимущественно в межзерновом пространстве; в одном образце титанит наблюдался в срастании с магнетитом.

Фельзические гранулиты и эклогиты из ксенолитов трубки взрыва «Эклогитовая» демонстрируют различные спектры распределения рассеянных и редкоземельных элементов (РЗЭ). Полученные нами спектры были сопоставлены с кривыми пород верхней и нижней коры (Hacker et al., 2015), что позволило оценить возможные протолиты рассматриваемых фельзических гранулитов и эклогитов. Спектр рассеянных элементов фельзических гранулитов характеризуется обогащением крупноионными литофильными элементами (LILE), кроме Cs, обеднением Nb и Ta, наличием положительных аномалий Th, Pb и отрицательных аномалий Sr и Eu (рис. 3). Спектр РЗЭ демонстрирует резкий спад от легких РЗЭ (LREE) к тяжёлым РЗЭ (HREE) и выраженную отрицательную аномалию Eu (рис. 4). Отрицательные аномалии по Sr и Eu, в сочетании с повышенными концентрациями элементов LILE, придают спектрам фельзических гранулитов сходство со спектрами пород верхней континентальной коры. Спектры рассеянных элементов эклогитов демонстрируют обогащение элементами LILE с явной отрицательной аномалией Th, обеднение Nb и Ta, а также наличие положительной аномалии Pb (рис. 3). Спектр распределения REE характеризуется более плавным снижением содержания от LREE к HREE и отсутствием как положительных, так и отрицательных аномалий (рис. 4). Спектры редкоземельных элементов гранулитов сопоставимы со спектрами, характерной для пород нижней континентальной коры.

Сравнительный анализ минералогического состава гранулитов и эклогитов выявил, что обе группы обладают схожим набором породообразующих минералов (гранат, клинопироксен, кварц, кианит, полевые шпаты). Вместе с тем разница в химическом составе и главных породообразующих минералов из эклогитов и гранулитов указывает на формирование этих пород в различных *P–T* условиях. Повышенное содержание CaO в эклогитовых гранатах и присутствие значительного количества Ca-чермакитового минала в омфаците (до 7 %), а также наличие первичного K-Na поле-

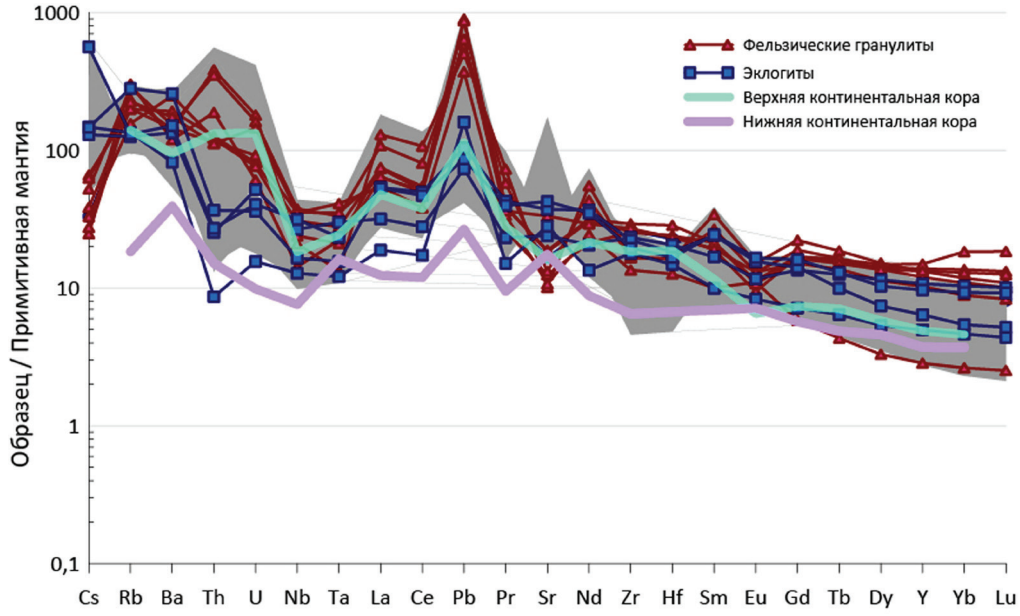


Рис. 3. Спектры концентраций рассеянных и редких элементов, нормированных на примитивную мантию (McDonough and Sun, 1995) в сравнении с данными предыдущих исследователей (Hacker et al., 2005; Li et al., 2023; показаны серым цветом)

Fig. 3. Diagram of trace elements normalized to primitive mantle (McDonough and Sun, 1995), shown in comparison with data from previous studies (Hacker et al., 2005; Li et al., 2023; in grey)

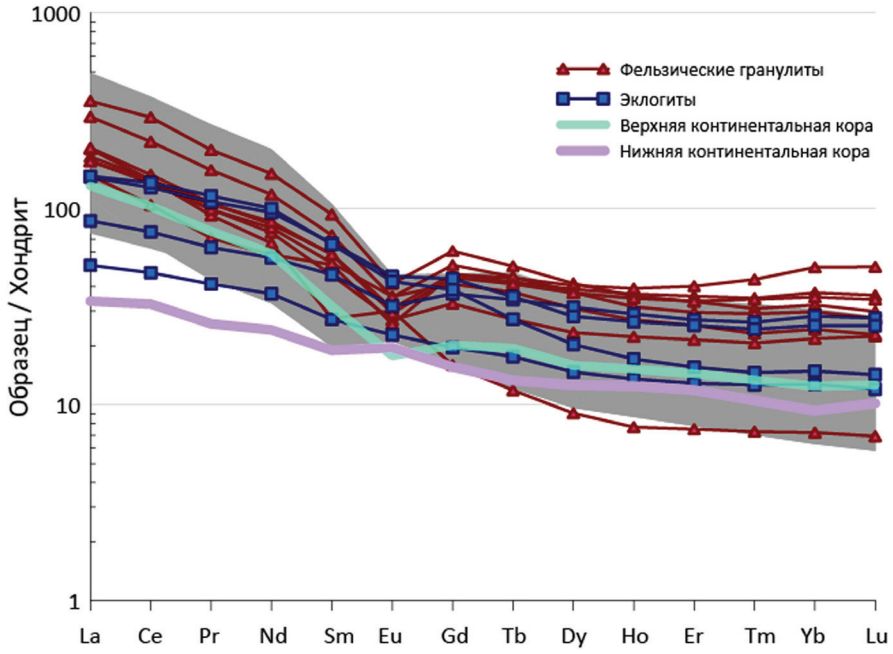


Рис. 4. Спектр концентраций РЗЭ, нормированные на хондрит (McDonough and Sun, 1995) в сравнении с данными предыдущих исследователей (Hacker et al., 2005; Li et al., 2023; показаны серым цветом)

Fig. 4. Diagram of REE normalized to chondrite (McDonough and Sun, 1995), shown in comparison with data from previous studies (Hacker et al., 2005; Li et al., 2023; in grey)

вого шпата могут свидетельствовать о кристаллизации эклогитах в условиях высоких температур (> 1000 ° С) и давлений (> 3 ГПа) (Blackburn and Navarro, 1977; Smyth and Hatton, 1977; Жариков и др., 1984; Hacker et al., 2005; Zhao et al., 2011; Sajeev et al., 2013) (рис. 5). Характерный для фельзических гранулитов низкогроссуляровый состав гранатов может быть индикатором менее высокобарических условий образовании фельзических гранулитов (Blackburn and Navarro, 1977). В то же время наличие тройного полевого шпата в некоторых образцах свидетельствует о формировании гранулитов при P > 1.5 Гпа и T > 900 ° С (Fuhrman and Lindsley, 1988; O'Brien and Rötzler, 2002) (рис. 5). Стоит отметить также присутствие в одном образце фельзического гранулита, в котором количество гроссулярового компонента достигает 25 мол. %, что соответствует средним значениям гроссуляра в эклогитах Восточного Памира. Спектры рассеянных и редкоземельных элементов эклогитов демонстрируют сходство с модельными спектрами пород нижней континентальной

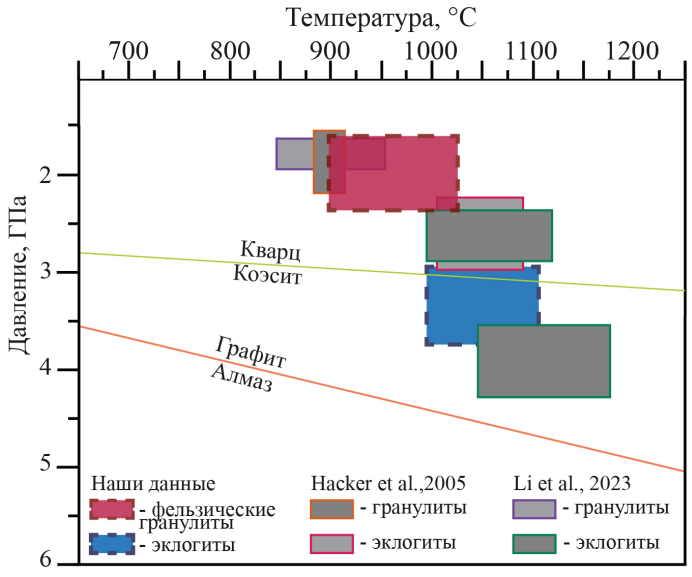


Рис. 5. *PT*-параметры образования кианитсодержащих ксенолитов трубки взрыва «Эклогитовая» в сравнении с данными предыдущих исследователей. Равновесие кварц-коэсит и графит-алмаз согласно Bose and Ganguly (1995) и Kennedy and Kennedy (1976), соответственно

Fig. 5. PT parameters of formation of kyanite-bearing xenoliths from the «Eklogitovaya» pipe compared with previous data. Quartz-coesite and graphite-diamond equilibria according to Bose and Ganguly (1995) and Kennedy and Kennedy (1976), respectively

коры, тогда как спектры гранулитов ближе по форме и характеру распределения к породам верхней коры. Эти данные указывают на то, что обе группы пород, вероятнее всего, имеют коровые протолиты, а наблюдаемые различия в их химическом составе отражают различную глубину их исходного залегания в пределах континентальной литосферы.

Заключение

Проведён комплекс минералого-геохимических исследований кианитсодержащих ксенолитов, представленных гранулитами и эклогитами, отобранных из миоценовой щелочной трубки взрыва «Эклогитовая» Дункельдыкского магматического поля Восточного Памира. Обе группы пород характеризуются сходным набором породообразующих минералов – гранат, кварц, кианит и полевые шпаты, но в эклогитах присутствует омфацит. Тем не менее, различия химического состава породообразующих минералов указывают на формирование этих пород в различных термобарических условиях. На основе полученных данных мы предполагаем, что формирование эклогитов происходило в условиях высоких температур и давлений (P > 3 ГПа и T > 1000 ° C), а фельзических гранулитов – в условиях более низких температур (T > 900 ° C) и давлений. Тем не менее анализ полевых шпатов отдельных образцов свидетельствует о том, что фельзические гранулиты, вероятнее всего, образовались при давлениях > 1.5 ГПа. Результаты геохимических исследований продемонстрировали, что распределение рассеянных и редкоземельных элементов эклогитов и гранулитов указывают на то, что протолиты этих пород вероятно имеют коровую природу, а их формирование происходило на разных глубинных уровнях континентальной литосферы.

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда (РНФ № 24-17-0016).

Литература

1. Дмитриев Э. А. Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Душанбе: Дониш, 1976. 169 с.
2. Жариков В. А., Ишбулатов Р. А., Чудиновских Л. Т. Эклогитовый барьер и клинопироксены высоких давлений // Геология и геофизика. 1984. Т. 25, № 12. С. 54–63.
3. Лутков В. С. Петрохимическая эволюция и генезис калиевой пироксен-эклогит-гранулитовой ассоциации: мантийные и коровые ксенолиты в неогеновых фергуситах Южного Памира, Таджикистан // Геохимия. 2003. № 3. С. 254–265.
4. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск. Изд-во: Наука, 1974. 264 с.
5. Удовкина Н. Г. Эклогиты СССР. М. Изд-во: Наука, 1985. 285 с.
6. Уханов А. В., Рябчиков И. Д., Харькив А. Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. Новосибирск. Изд-во: Наука, 1988. 286 с.
7. Blackburn W. H., Navarro E. G. Garnet zoning and polymetamorphism in the eclogitic rocks of Isla de Margarita, Venezuela // Tectonophysics. 1976. V. 25. P. 15–30.
8. Bose K., Ganguly J. Quartz-coesite transition revisited: Reversed experimental determination at 500–1200 C and retrieved thermochemical properties // American Mineralogist. 1995. V. 80, No. 3–4. P. 231–238. https://doi.org/10.2138/am-1995-3-404.
9. Fuhrman M. L., Lindsley D. H. Ternary-feldspar modeling and thermometry // American Mineralogist. 1988. V. 73, No. 3–4. P. 201–215.
10. Gordon S. M., Ratschbacher L. et al. The thermal structure of continental crust in active orogens: Insight from Miocene eclogite and granulite xenoliths of the Pamir Mountains // Journal of Metamorphic Geology. 2012. V. 30, No. 4. P. 413–434. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2012.00973.x.
11. Hacker B. R., Kelemen P. B., Behn M. D. Continental lower crust // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2015. V. 43. P. 167–205. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-124117.
12. Hacker B. R., Luffi P., Lutkov V., Minaev V., Ratschbacher L., Plank T., Metcalf J. I. M. Near-ultrahigh pressure processing of continental crust: Miocene crustal xenoliths from the Pamir // Journal of Petrology. 2005. V. 46, No. 8. P. 1661–1687. https://doi.org/10.1093/petrology/egi030.
13. Kennedy C. S., Kennedy G. C. The equilibrium boundary between graphite and diamond // Journal of Geophysical Research. 1976. V. 81, No. 14. P. 2467–2470. https://doi.org/10.1029/JB081i014p02467.

14. Kooijman E., Smit M. A., Ratschbacher L., Kylander-Clark A. R. C. A view into crustal evolution at mantle depths // Earth and Planetary Science Letters. 2017. V. 465. P. 59–69. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.02.032.
15. Li Y. P., Ding L., Robinson A. C., Liu D. L., Xie J., Zhang L. Y., Rajabov N. Was cratonic Asia deeply subducted beneath the Pamir? Evidence from P–T conditions and tectonic affinities of Cenozoic Pamir crustal xenoliths // Journal of Metamorphic Geology. 2023. V. 41, No. 7. P. 925–965. https://doi.org/10.1111/jmg.12723.
16. Lutkov B. S., Babaev A. M., Dmitriev E. A., Mogarovskii V. V., Minaev V. E. The composition, genesis, and mantle xenoliths of the Late Miocene fergusite-carbonatite-syenite series of the Pamir: The problem of superthick crust formation in mobile belts // Russian Journal of Earth Sciences. 2005. V. 7, No. 1. P. 35–50.
17. Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes // Mineralogical Journal. 1989. V. 14, No. 5. P. 198–221. https://doi.org/10.2465/minerj.14.198.
18. O'Brien P. J., Rötzler J. High-pressure granulites: Formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics // Journal of Metamorphic Geology. 2003. V. 21, No. 1. P. 3–20. https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2003.00420.x.
19. Sajeev K., Osanai Y., Yoshida M. High-temperature, high-pressure granulites (retrogressed eclogites) in the central region of the Lewisian, NW Scotland: Crustal-scale subduction in the Neoarchaean // Gondwana Research. 2013. V. 23, No. 2. P. 526–538. https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.05.002.
20. Smyth J. R., Hatton C. J. A coesite-sanidine grospydite from the Roberts Victor kimberlite // Earth and Planetary Science Letters. 1977. V. 34, No. 2. P. 284–290. https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90012-7.
21. Zhao S. et al. Ca-Eskola component in clinopyroxene: Experimental studies at high pressures and high temperatures in multianvil apparatus // Earth and Planetary Science Letters. 2011. V. 307, No. 3–4. P. 517–524. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.05.026.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 173–181

Нептунит из Ловозерского массива, Кольский полуостров

Селиванова Е. А. [1], **Лялина Л. М.** [1], **Пахомовский Я. А.** [1, 2], **Яковенчук В. Н.** [1, 2]
[1] *Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, e.selivanova@ksc.ru*
[2] *Центр наноматериаловедения ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты*

Аннотация. В Ловозерском массиве установлено присутствие редкого акцессорного минерала нептунита в породах эвдиалитового (фойяиты) и дифференцированного (уртиты) комплексов, в лопарититах, а также в пегматитовой жиле «Сиреневая» г. Аллуайв.

Минерал является одним из поздних по времени кристаллизации, как в магматических породах, так и в пегматитах. Анализ химического состава нептунита показал широкий Fe↔Mn изоморфизм вплоть до границы с манганонептунитом, и высокую вероятность частичной неупорядоченности между катионными позициями Fe и Ti, с одной стороны, и позициями Fe и щелочных металлов (Na,Li), с другой.

Наиболее железистый и наиболее упорядоченный нептунит характерен для пегматитовых тел.

Ключевые слова: нептунит, щелочные породы, пегматит, Ловозерский массив, Кольский полуостров.

Neptunite from the Lovozero massif, Kola peninsula, Russia

Selivanova E. A. [1], **Lyalina L. M.** [1], **Pakhomovsky Y. A.** [1, 2], **Yakovenchuk V. N.** [1, 2]
[1] *Geological Institute FRC KSC RAS, Apatity, e.selivanova@ksc.ru*
[2] *Nanomaterials Research Center KSC RAS, Apatity*

Abstract. A rare accessory mineral neptunite was found in the Lovozero massif in rocks of Eudialyte complex (foyaites), Layered complex (urtites), in loparitites, as well as in pegmatite «Sirenevaya», Mt. Alluaiv. The mineral is one of the latest in terms of crystallization time, both in igneous rocks and in pegmatites.

Analysis of the chemical composition of neptunite showed a wide Fe↔Mn isomorphism up to the boundary with manganoneptunite and a high probability of partial disorder in cationic positions between Fe and Ti on the one hand, and Fe and alkali metals (Na,Li) on the other.

The most ferruginous and most ordered neptunite belongs to the pegmatite bodies.

Key words: neptunite, alkaline rocks, pegmatite, Lovozero massif, Kola Peninsula.

Введение

Все представители группы нептунита – магнезионептунит, манганонептунит, нептунит и ватацумит, являются редкими акцессорными минералами, встречающимися в разнообразных геологических обстановках: щелочных магматических породах, связанных с ними пегматитах и гидротермальных жилах, фенитах, метаморфических породах (Бонштедт, 1924; Heinrich, Quon, 1963; Laird, Albee, 1972; Slansky, Glen, 1982; Задов и др., 2011 и др.). Кажущаяся, по данным сайта mindat.org, распространенность собственно нептунита в действительности часто является лишь упоминанием минерала в публикациях, не подтвержденным какими-либо исследованиями (Lustrino et al., 2012; Чуканов и др., 2004 и др.). Число достоверных находок нептунита невелико (табл. 1), что сохраняет за минералом статус редкого.

Как в Хибинском, так и в Ловозерском массиве установлены нептунит и манганонептунит, при этом последний распространен значительно шире. Манганонептунит $KNa_2LiMn^{2+}_2Ti_2Si_8O_{24}$ присутствует в пегматитовых образованиях обоих массивов, в фойяитах внешней части Хибинского массива, в породах дифференцированного и эвдиалитового комплексов Ловозерского массива (Яковенчук и др., 1999; Пеков, 2001). Для нептунита же $KNa_2LiFe^{2+}_2Ti_2Si_8O_{24}$ к настоящему времени известны единичные достоверные находки: в натролитизированной эгирино-нефелино-микроклиновой жиле № 33 в уртитах г. Кукисвумчорр Хибинского массива (Pekov, Podlesnyi, 2004) и в пегматите № 45, залегающем в нозеановых сиенитах г. Лепхе-Нельм (Семёнов, 1972), а также в виде включений в лопарите из уртитов г. Карнасурт (Mikhailova et al., 2023) Ловозерского массива.

Таблица 1. Достоверные находки нептунита
Table 1. Neptunite locality list

Месторождение	Порода	Ссылка
Нарсарссук, Гренландия (первая находка, *type locality*)	Щелочной пегматит	Flink, 1893
Сан-Бенито, Калифорния, США	Натролитовые жилы в глаукофановых сланцах	Ford, 1909; Bradley, 1909; Laird, Albee, 1972
Хан-Богдо, Монголия	Щелочногранитный пегматит	Золотарев и др., 2016
Карлингфорд, Ирландия	Кварцевые сиениты	Nockolds, 1950
Вудсриф, Австралия	Серпентинит	Slansky, Glen, 1982
Посус-ди-Кальдас	Щелочные породы (тингуаиты, фонолиты, нефелиновые сиениты)	Gomes et al., 2023
Хибинский массив	Щелочные породы	Яковенчук и др., 1999
Ловозерский массив	Щелочные породы	Пеков, 2001; Mikhailova et al., 2023
Мон Сент-Илер, Квебек, Канада	Фенит	Horváth et al., 2019
Дара-и-Пиоз, Таджикистан	Щелочной гранит	Дусматов, Кабанова, 1967

В пегматите № 45 нептунит развит в микроклиновой и натролитовой зонах, где представлен короткопризматическими и изометричными кристаллами в ассоциации с Mn-содержащим «апатитом» и тайниолитом. Реже нептунит замещает лоренценит, лампрофиллит, шизолит, минералы группы эвдиалита в краевых частях их индивидов, или заполняет трещины в микроклине. От манганонептунита минерал отличается более светлой буровато-красной окраской. Основанием для отнесения минерала к нептуниту послужило низкое содержание MnO – 3.21 мас. %, с соотношением Mn/Fe, равным ~ 0.2, однако полный химический состав не приводится (Семенов, 1972). Результаты более поздних исследований И. В. Пекова, сопровождаемые химическим анализом, подтвердили присутствие минерала в указанном пегматите (Пеков, 2001). Иные упоминания нептунита в Ловозерском массиве, например (Сорохтина и др., 2004), нельзя считать достоверными из-за отсутствия данных химического состава минерала.

Дополнительная путаница в истории минерала существует из-за того, что в ряде опубликованных работ нептунит и манганонептунит не разделяются. Например, структурные исследования «нептунита» (Борисов и др., 1965) в действительности выполнены для манганонептунита из Ловозерского массива. Результаты работ по кристаллохимии именно Fe-доминантных минеральных фаз рассматриваемого ряда, но из других массивов (Cannilo et al., 1966; Kunz et al., 1991, Золотарев и др., 2016), выявили катионное упорядочение в цепочках октаэдров кристаллической структуры, с нецентросимметричной пр. гр. Cc.

В настоящей работе впервые представлены результаты изучения нептунита из собственно магматических пород массива, приведены новые данные по минералогии нептунита в пегматито-гидротермальных телах.

Краткая геолого-петрографическая характеристика Ловозерского массива

Строению Ловозерского массива, описанию и классификации слагающих его пород посвящено большое публикаций, в том числе крупные обобщающие монографии (Буссен, Сахаров, 1958, 1972; Власов и др., 1959; Шаблинский, 1963; Герасимовский и др., 1966; Пеков, 2001; Arzamastsev et al., 2013 и др.).

Ловозерский массив, расположенный в западной части Кольского полуострова среди архейских гранито-гнейсов, является одним из крупнейших щелочных массивов мира. Он сложен разнообразными фельдшпатоидными сиенитами и фоидолитами и содержит многочисленные ксенолиты вулканогенно-осадочных пород, интенсивно фенитизированные и, местами, ороговикованные.

В строении массива выделяют три крупных комплекса пород: дифференцированный, эвдиалитовый и пойкилитовый (рис. 1). Дифференцированный комплекс слагает нижнюю часть масси-

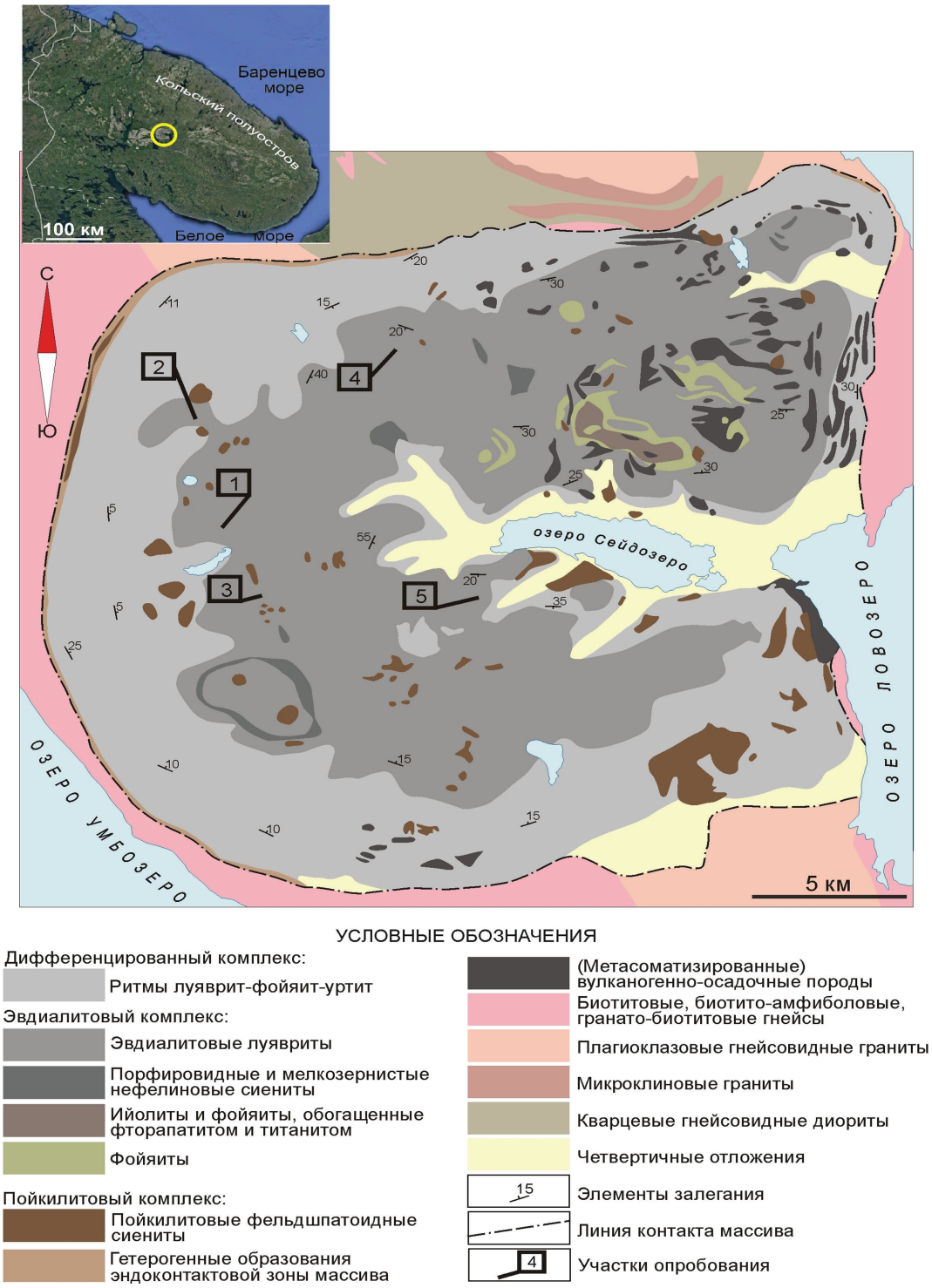


Рис. 1. Расположение Ловозерского массива в пределах Кольского полуострова (вверху слева, спутниковый снимок, Landsat/Copernicus IBCAO) и геологическая схема массива по (Сапрыкина и др., 1977), с упрощениями. Участки опробования пород: 1 – г. Ангвундасчорр, фойяит, эвдиалитовый комплекс; 2 – г. Аллуайв, луяврит, фойяит, эвдиалитовый комплекс, уртит, дифференцированный комплекс, жила «Сиреневая»; 3 – г. Сенгисчорр, фойяит, эвдиалитовый комплекс; 4 – г. Карнасурт, уртит, дифференцированный комплекс; 5 – г. Лепхе-Нельм, лопаритит, пегматитовые жилы № 45, 47

Fig. 1. The Lovozero massif location within the Kola Peninsula (top left, satellite image, Landsat/Copernicus IBCAO) and the geological scheme of the massif after (Saprykina et al., 1977). Rock sampling points: 1 – Angvundaschorr Mt, foyaite, Eudialyte Complex; 2 – Alluaiv Mt, lujavrite, foyaite, Eudialyte Complex, urtite, Layered Complex, «Sirenevaya» pegmatite; 3 – Sengischorr Mt, foyaite, Eudialyte Complex; 4 – Karnasurt Mt, urtite, Layered Complex; 5 – Lepkhe-Nelm, loparitite, pegmatite No. 45, 47

ва и состоит из множества слоев, или ритмов, образованных сменяющими сверху вниз породами: луяврит – фойяит – уртит (ийолит) или луяврит – фойяит. Луявриты – мезо-/меланократовые нефелиновые сиениты трахитоидной структуры; фойяиты – массивные, реже со слабо выраженной трахитоидностью, лейкократовые нефелиновые сиениты; уртиты и ийолиты относятся к лейко- и мезократовым нефелиновым фоидолитам, соответственно.

Эвдиалитовый комплекс прорывает и перекрывает дифференцированный. Явно выраженная расслоенность для него не характерна. Обогащенные минералами группы эвдиалита (МГЭ) луявриты являются главными породами комплекса. Среди них незакономерно расположены пластовые или линзовидные тела фойяитов, мелкозернистых и порфировидных нефелиновых сиенитов, редко – уртитов.

К пойкилитовому комплексу отнесены неравномернозернистые и пойкилитовые фельдшпатоидные сиениты, тела которых различной формы и размеров произвольно располагаются в дифференцированном и эвдиалитовом комплексах.

Ловозерский массив широко известен своим уникальным разнообразием минералов, включающим редкие и эндемичные виды, за что во многом отвечают пегматиты и гидротермальные жилы различного минерального состава (Семенов, 1972; Пеков, 2001).

Образцы и аналитические методы

В работе использована коллекция образцов и препаратов пород различных комплексов Ловозерского массива, собранная и предоставленная авторам для исследования сотрудниками Геологического института ФИЦ КНЦ РАН (г. Апатиты) – Ю. П. Меньшиковым, Г. Ю. Иванюком, В. Н. Яковенчуком, Ю. А. Михайловой, Я. А. Пахомовским, О. Д. Мокрушиной.

Оптические, электронно-микроскопические, электронно-зондовые исследования минералов проводились в комбинированных шлифах и искусственных аншлифах.

Диагностика минералов по химическому составу, изучение ассоциаций минералов и их взаимоотношений выполнены на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) LEO-1450 (Carl Zeiss Microscopy, Германия), оснащенном рентгеновской энергодисперсионной системой AZtec с детектором ULTIM MAX 100 (OXFORD Instruments, Великобритания). Химический состав минералов определялся на рентгеновском электронно-зондовом микроанализаторе CAMECA MS-46 (Франция) и при помощи системы AZtec. Результаты EPMA (Electron Probe Microanalysis) анализа минералов получены при ускоряющем напряжении 22 кВ и токе электронного зонда 30 нА. В качестве эталонов были использованы: лоренценит (Na, Ti), пироп (Mg, Al), волластонит (Si, Ca), гематит (Fe), вадеит (K), $MnCO_3$ (Mn), $ZrSiO_4$ (Zr), Nb металлический, барит (Ba).

Аббревиатуры минералов приведены согласно (Warr, 2021).

Морфология и минеральная ассоциация нептунита в Ловозерском массиве

В Ловозерском массиве нептунит обнаружен авторами в породах эвдиалитового и дифференцированного комплексов, в лопарититах, в пегматитовой жиле «Сиреневая» г. Аллуайв и в пегматите № 45 г. Лепхе-Нельм, где была его первоначальная находка.

В фойяите и луяврите эвдиалитового комплекса нептунит, как правило, ксеноморфен, имеет размеры до 100, реже 200 мкм, и совместно с альбитом, цеолитами, фазой близкой к рабдофану-(Ce) и идиоморфными призматическими кристаллами эгирина образует агрегаты в интерстициях породообразующих минералов – лейст альбитизированного калиевого полевого шпата и кристаллов нефелина (рис. 2 а). Реже в подобных агрегатах встречаются гипидиоморфные призматические кристаллы нептунита и их сростки (рис. 2 б).

В породах дифференцированного комплекса (уртиты) нептунит встречается реже и в более мелких индивидах размером до 60 мкм. Минерал представлен гипидиоморфными кристаллами и ксеноморфными зернами в агрегатах натролита, заполняющего интерстиции лейст калиевого полевого шпата и кристаллов нефелина.

Тесная ассоциация нептунита и лопарита наиболее явно выражена в лопаритите – породе, существенно обогащенной лопаритом, расположенной на контакте с уртитами в пределах г. Лепхе-

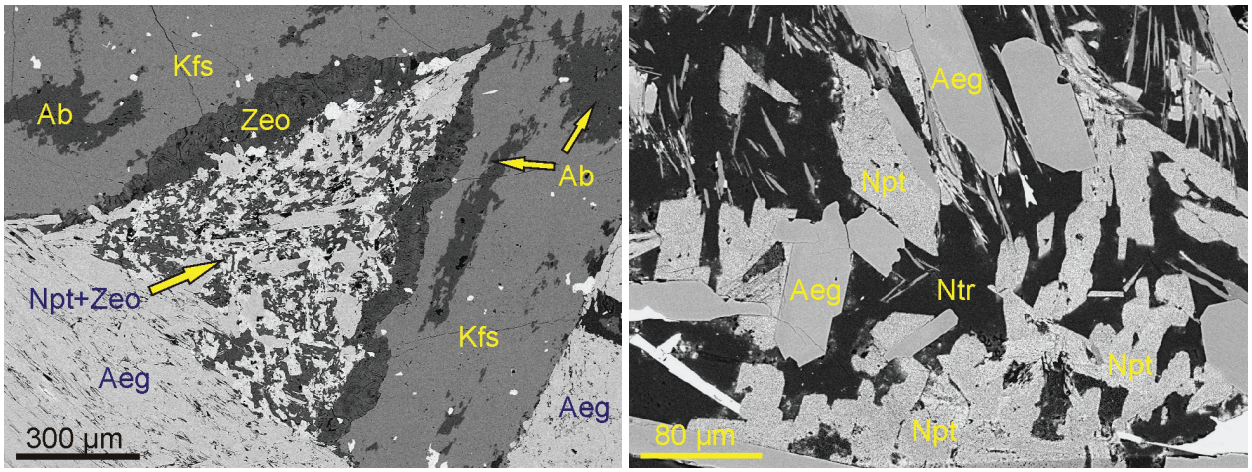


Рис. 2. а – нептунит-цеолитовый агрегат в интерстициях лейст калиевого полевого шпата и кристаллов эгирина, фойяит, эвдиалитовый комплекс, г. Ангвундасчорр. Обр. ЛВ-222; б – гипидиоморфные призматические кристаллы нептунита, фойяит, эвдиалитовый комплекс, г. Аллуайв. Обр. ЛВ-28/212. Обозначения: Npt – нептунит; Kfs – калиевый полевой шпат; Aeg – эгирин; Ntr – натролит; Zeo – минерал группы цеолитов (недиагностированы до минерального вида); Ab – альбит. СЭМ, BSE (Back-scattered electron) изображение

Fig. 2. a – Neptunite-zeolite aggregate in interstitions of potassium feldspar and aegirine crystals in foyaite, Eudialyte Complex, Angvundaschorr. Sample LV-222; b – subhedral prismatic crystals of neptunite in foyaite, Eudialyte Complex, Alluaiv. Sample LV-28/212. SEM, BSE image: Npt – neptunite; Kfs – potassium feldspar; Aeg – aegirine; Ntr – natrolite; Zeo – mineral of the zeolite group (undiagnosed mineral species); Ab – albite

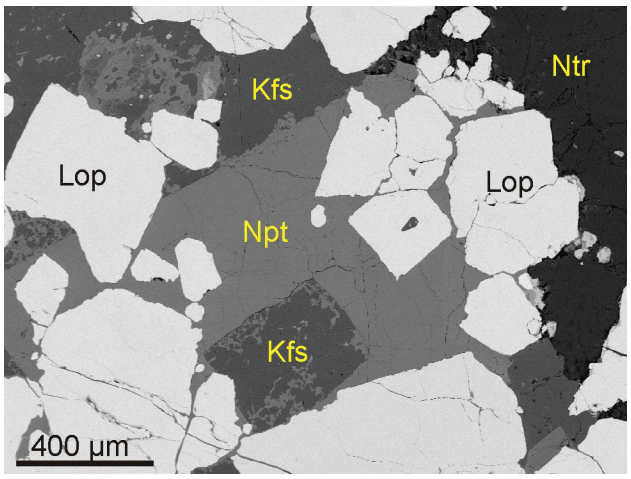


Рис. 3. Нептунит с включениями и вростками других минералов, лопаритит, г. Лепхе-Нельм. Обр. L-18-16-a2-2. Обозначения: Npt – нептунит; Lop – лопарит; Kfs – калиевый полевой шпат; Ntr – натролит. СЭМ, BSE изображение

Fig. 3. Neptunite morphology in the loparite-rich rock, Lovozero massif. SEM, BSE images: Npt – neptunite; Lop – loparite; Kfs – potassium feldspar; Ntr – natrolite

Нельм. Здесь непутнит представлен крупными выделениями, включающими в себя кристаллы лопарита, калиевого полевого шпата (рис. 3), заполняет интерстиции лопарита или образует мелкозернистые агрегаты с фторапатитом, паравиноградовитом, калиевым полевым шпатом, лампрофиллитом, рабдофаном-(Ce) и др. Встречаются включения нептунита размером 50–200 мкм в кристаллах лопарита.

Пегматитовая жила «Сиреневая» г. Аллуайв, вскрытая выработками Умбозерского рудника в 1996 г., характеризуется поразительным минеральным разнообразием, общее число минеральных видов в ней достигло 65. Основную массу центральной части жилы слагает полиминеральный агрегат с преобладающим уссингитом, в котором ярко-красные кристаллы манганонептунита образуют скопления размером до 5 см (Пахомовский и др., 2005). В этой жиле обнаружены изометричные кристаллы нептунита размером 100–250 мкм и их скопления расположенные по границам волокнистых, сферолитоподобных агрегатов лоренценита и виноградовита с вмещающим их натролитом.

Внутрифазовая (химическая) неоднородность была выявлена в индивидах нептунита из уртитов дифференцированного комплекса и из пегматитов (табл. 2). В табл. 2 приведены наиболее представительные анализы нептунита из пород Ловозерского массива. Для построения диаграмм была использована полная выборка из 16 анализов.

Таблица 2. Химический состав (мас. %) нептунита, Ловозерский массив
Table 2. Chemical composition (wt %) of neptunite from Lovozero massif

Компонент	Номер анализа								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Na_2O	7.51	7.11	8.28	7.05	6.74	7.29	7.19	7.37	7.15
K_2O	4.86	5.07	5.17	4.68	4.87	5.17	5.76	4.88	4.89
CaO	0.10		0.05			0.06			
BaO									0.23
FeO	10.23	11.36	8.06	11.19	9.02	10.89	8.87	14.50	11.51
MnO	8.63	4.80	7.71	4.64	5.64	4.66	5.13	2.41	5.11
MgO		0.29	0.10	0.19		0.32	0.45	0.51	0.19
TiO_2	14.40	14.67	17.46	16.05	16.86	16.58	18.81	15.24	16.43
Nb_2O_5	0.74			0.47	0.40	1.15		0.18	0.14
SiO_2	52.50	52.57	53.27	52.91	52.30	52.65	53.99	52.50	52.96
Al_2O_3	0.42	0.49	0.17	0.14	0.44	0.33	0.10	0.09	0.22
Сумма	99.39	96.36	100.27	97.32	96.27	99.10	100.30	97.68	98.83
К. ф. на основе Si + Al = 8									
Na	2.20	2.08	2.40	2.06	1.98	2.13	2.06	2.17	2.08
K	0.94	0.97	0.99	0.90	0.94	0.99	1.09	0.95	0.94
Ca	0.02		0.01			0.01			
Ba									0.01
Fe^{2+}	1.29	1.43	1.01	1.41	1.14	1.37	1.10	1.84	1.45
Mn	1.10	0.61	0.98	0.59	0.72	0.60	0.64	0.31	0.65
Mg		0.07	0.02	0.04		0.07	0.10	0.12	0.04
Ti	1.63	1.66	1.97	1.82	1.92	1.88	2.09	1.74	1.86
Nb	0.05			0.03	0.03			0.01	0.01
Si	7.92	7.91	7.97	7.98	7.92	7.94	7.98	7.98	7.96
Al	0.08	0.09	0.03	0.02	0.08	0.06	0.02	0.02	0.04
Суммы к. ф. катионов									
[Fe]= Fe,Mn,Mg	2.39	2.11	2.01	2.04	1.86	2.04	1.84	2.27	2.14
[Ti]=Ti,Nb	1.68	1.66	1.97	1.85	1.95	1.88	2.09	1.75	1.87
[Fe]+ [Ti]	4.07	3.77	3.98	3.89	3.81	3.92	3.93	4.02	4.01

Примечание. Анализы (ЕРМА): 1 – фойяит, эвдиалитовый комплекс, г. Ангвундасчорр. Обр. ЛВ-222; 2 – переходная порода луяврит/фойяит, эвдиалитовый комплекс, г. Аллуайв. Обр. ЛВ-222-259; 3 – уртит, дифференцированный комплекс, г. Аллуайв. Обр. ЛВ-335/3; 4 – уртит, дифференцированный комплекс, г. Карнасурт. Обр. ЛВ-III-6-1; 5 – лопаритит, г. Лепхе-Нельм. Обр. L-18-16-a2-2; 6 – лопаритит, г. Лепхе-Нельм. Обр. L-18-16-a2-3; 7 – пегматитовая жила «Сиреневая», г. Аллуайв. Обр. ЛВ-077; 8, 9 – кристалл из пегматита № 45, г. Лепхе-Нельм, центральная и краевая зоны соответственно. Обр. ЛВ-101.

Химический состав нептунита из Ловозерского массива

По содержанию видообразующего элемента, железа, нептунит из Ловозерского массива проявляет широкие вариации от составов, граничащих с манганонептунитом, в уртитах дифференцированного комплекса (табл. 2, ан. 3) до почти чистого нептунита из пегматита № 45 г. Лепхе-Нельм (табл. 2, ан. 8, рис. 4 а). В целом, видна тенденция к росту отношения Fe/Mn в нептуните из магматических к пегматитовым породам.

Зависимость Fe/Mn, отражающая конкуренцию элементов в позиции [Fe] кристаллической структуры, выражена, но не столь отчетливо, как можно было бы предположить (рис. 4, а). Отклонение составов от стехиометрического $KNa_2Li(Fe^{2+},Mn)_2Ti_2Si_8O_{24}$ (пунктирная линия (Fe + Mn) = 2 на рис.)

нельзя объяснить незначительным вкладом примеси магния. Подобные отклонения могут быть связаны с частичной неупорядоченностью заполнения катионных позиций [Fe] и [Ti]. Иными словами, для составов, лежащих выше линии (Fe + Mn) = 2, возможно вхождение избыточных двухвалентных катионов в октаэдрические позиции титана. Такие замещения более вероятны с участием железа, особенно для его окисной формы, близкой по кристаллохимии к титану: $Fe^{3+} \leftrightarrow Ti^{4+}$. Для точек, лежащих ниже линии, наоборот, возможно вхождение титана в позицию железа/марганца. Такая ситуация очевидна для анализа 7 из табл. 2, в котором а. ф. Ti = 2.09, что превышает идеальное значение 2.

Описанная частичная неупорядоченность хорошо прослеживается на диаграмме рис. 4 б в виде тренда обратной зависимости величин а. ф. (Fe+Mn+Mg) и а. ф. (Ti+Nb). Но здесь также видны отклонения от идеальной линии Fe+Mn+Mg+Ti+Nb = 4 (пунктирная линия на рис.), для отдельных составов нептунита из фойяитов и лопарититов эти отклонения существенные. Такие отклонения могут быть обусловлены еще одной частичной неупорядоченностью: в заполнении позиций щелочных металлов и железа. Часть составов демонстрирует явный недостаток катионов Fe+Mn+Mg+Ti+Nb, подобно анализам 2 и 5 табл. 2, допуская вхождение в их позиции щелочных металлов. Избыток Fe+Mn+Mg+Ti+Nb катионов проявляется реже и в меньшей степени (табл. 2, ан. 1, 8).

Наиболее упорядочен нептунит из пегматитов, что может быть связано либо с его высокой железистостью, либо с иными условиями кристаллизации.

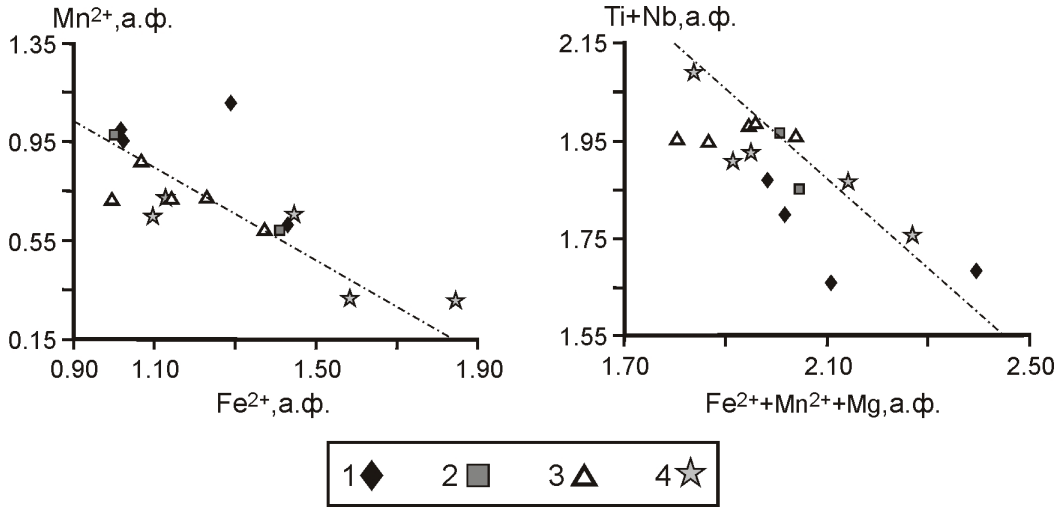


Рис. 4. Соотношение элементов (а. ф. = атом на формулу) в составе нептунита из Ловозерского щелочного массива: 1 – фойяиты, эвдиалитовый комплекс; 2 – уртиты, дифференцированный комплекс; 3 – лопарититы; 4 – пегматиты

Fig. 4. Component ratios (a.ф. = atom per formula) for neptunite from the Lovozero massif. Symbols: 1 – foyaites Eudialyte Complex; 2 – urtites, Layered Complex; 3 – loparitites; 4 – pegmatites

Заключение

Для Ловозерского щелочного массива существенно расширена представительность пород, содержащих акцессорный нептунит. Ранее известная находка нептунита в пегматите № 45 г. Лепхе-Нельм (Семенов, 1972; Пеков, 2001) дополнена данными по нептуниту из фойяитов эвдиалитового комплекса, уртитов дифференцированного комплекса, лопарититов и пегматитовой жилы «Сиреневая». Для магматических пород несколько большая встречаемость нептунита отмечена для: 1) фойяитов, образующих линзовидные или пластовые тела среди главных пород эвдиалитового комплекса – эвдиалитовых луявритов; 2) лопарититов. Это может свидетельствовать о специфичности условий образования минерала.

Особенности морфологии, а именно, совместное с альбитом и цеолитами заполнение интерстиций породообразующих минералов, указывают на позднее образование минерала в породах. Из часто ассоциирующих с нептунитом минералов следует отметить эгирин, лопарит и рабдофан-(Ce).

Идиоморфизм нептунита в пегматитовых телах, отмеченная приуроченность к полостям в гидротермально переработанных зонах пегматита (Пеков, 2001) также указывают на позднюю кристаллизацию нептунита.

Химический состав минерала демонстрирует непрерывный изоморфный ряд до манганонептунита, причем наиболее железистый нептунит установлен в пегматитовых телах. Анализ составов показал высокую вероятность частичной неупорядоченности как в позициях Fe-Ti, так и в Fe-Na, причем наиболее упорядоченный нептунит также характерен для пегматитов.

Исходя из полученных данных, можно отметить перспективность дальнейших структурных (распределение катионов) и химических (содержание лития, валентное состояние железа (и марганца)) исследований для нептунита из Ловозерского массива.

Благодарности

Авторы выражают благодарность Ю. А. Михайловой, О. Д. Мокрушиной за образцы пород, предоставленные для исследования.

Работа выполнена в рамках темы НИР FMEZ-2024-0008.

Литература

1. Бонштедт Э. М. О марганцевом нептуните из Хибинских и Ловозерских тундр // Известия РАН. 1924. С. 1–12
2. Борисов С. В., Клевцова Р. Ф., Бакакин В. В., Белов Н. В. Кристаллическая структура нептунита // Кристаллография. 1965. Т. 10, № 6. С. 815–821.
3. Буссен И. В., Сахаров А. С. Строение Ловозерского щелочного массива // ЗВМО. 1958. Т. 87, №. 1. С. 101–106.
4. Буссен И. В., Сахаров А. С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л. Изд-во: Наука, 1972. 296 с.
5. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив: породы, пегматиты, минералогия, геохимия и генезис. М. Изд-во: АН СССР, 1959. 623 с.
6. Герасимовский В. И., Волков В. П., Когарко Л. Н., Поляков А. И., Сапрыкина Т. В., Балашов Ю. А. Геохимия Ловозерского щелочного массива // ГЕОХИ АН СССР. М. Изд-во: Наука, 1966. 392 с.
7. Задов А. Е., Газеев В. М., Каримова О. В., Перцев Н. Н., Пеков И. В., Галускин Е. В., Галускина И. О., Гурбанов А. Г., Белаковский Д. И., Борисовский С. Е., Карташов П. М., Иванова А. Г., Якубович О. В. Магнезионептунит $KNa_2Li(Mg,Fe)_2Ti_2Si_8O_{24}$ – новый минерал группы нептунита // ЗРМО. 2011. Т. 140, № 1. С. 57–66.
8. Дусматов В. Д., Кабанова Л. К. О находке нептунита в Таджикистане // Доклады АН ТаджССР. 1967. Т. 10, № 6. С. 40–42.
9. Золотарев А. А., Владыкин Н. В., Кривовичев С. В., Паникоровский Т. Л. Структурная минералогия Хан-Богдинского нептунита (Монголия) // ЗВМО. 2016. Т. 145, № 2. С. 112–127.
10. Пахомовский Я. А., Яковенчук В. Н., Иванюк Г. Ю., Меньшиков Ю. П. Новые данные по минералогии жилы Сиреневая, г. Аллуайв, Ловозерский массив // Труды II Ферсмановской научной сессии Кольского отделения РМО. Апатиты, 18–19 апреля 2005 г. Апатиты. Изд-во: К & М, 2005. С. 72–75.
11. Пеков И. В. Ловозерский массив: история исследования, пегматиты, минералы. М. Изд-во: Земля, 2001. 464 с.
12. Сапрыкина Л. Г., Жадрицкий В. Л., Пантелеймонов В. М., Терешков В. Г. Отчет о поисковых работах на апатит в пределах Ловозерского щелочного массива в 1974–76 гг. и о поисках апатитовых руд в породах эвдиалитового комплекса северо-восточной части Ловозерского массива в 1975–77 гг. Т. II: графические приложения / Мурманская ГРЭ, Ловозерская ГРП; рук. Л. Г. Сапрыкина; исполн.: В. Л. Жадрицкий, В. М. Пантелеймонов, В. Г. Терешков. Ревда, 1977.
13. Семёнов Е. И. Минералогия Ловозерского массива. М. Изд-во: Наука, 1972. 307 с.
14. Сорохтина Н. В., Волошин А. В., Пахомовский Я. А., Селиванова Е. А. Первая находка дациншанита-(Ce) на Кольском полуострове // Труды I Ферсмановской научной сессии Кольского отделения Российского минералогического общества, посвященной 120-летию со дня рождения А. Е.Ферсмана и А. Н. Лабунцова. г. Апатиты, 2004 г. С. 34–36.
15. Чуканов Н. В., Моисеев М. М., Пеков И. В., Лазебник К. А., Растовраева Р. К., Закайина Н. В., Феррарис Г., Ивальди Г. Набалампрофиллит, $Ba(Na,Ba)\{Na_3Ti[Ti_2O_2Si_4O_{14}](OH,F)_2\}$, новый титаносиликатный слой группы лампрофиллитов из щелочно-ультраосновных массивов Инагли и Ковдор, Россия // ЗРМО. 2004. Т. 133, № 1. С. 59–72.

16. Шаблинский Г. Н. К вопросу о глубинном строении Хибинского и Ловозерского плутонов // Труды Ленинградского общества естествоиспытателей. 1963. Т. 74, № 1. С. 41–43.
17. Яковенчук В. Н., Иванюк Г. Ю., Пахомовский Я. А., Меньшиков Ю. П. Минералы Хибинского массива.М. Изд-во: Земля, 1999. 318 с.
18. Arzamastsev A. A., Arzamastseva L. V., Zhirova A. M., Glaznev V. N. Model of Formation of the Khibiny-Lovozero ore-bearing volcanic-plutonic complex // Geology of Ore Deposits. 2013. V. 55, No. 5. P. 341–356. https://doi:10.1134/s1075701513050024.
19. Bradley W. M. On the analysis of the mineral neptunite from San Benito County, California // American Journal of Science. 1909. 4th Series. V. 28. P. 15–16.
20. Cannilo E., Mazzi F., Rossi G. The crystal structure of neptunite // Acta Crystallographica. 1966. V. 21, No. 2. P. 200–208. https://doi.org/10.1107/s0365110x6600262.
21. Flink G. Om några mineral från Grönland // Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar. 1893. V. 15, No. 4. P. 195–208. https://doi.org/10.1080/11035899309442185.
22. Ford W. E. Neptunite crystals from San Benito, California // American Journal of Science. 1909. 4th Series. V. 27. P. 235–240.
23. Gomes C. B., Azzi A. A., Atencio D. A review of mineral assemblages of agpaitic rocks from the Poços de Caldas alkaline massif, southeastern Brazil // Geology Brazilian Journal of Geology. 2023. V. 53(2). P. 1–14. https://doi.org/10.1590/2317-4889202320220076.
24. Heinrich E. W., Quon S. H. Neptunite from Seal Lake, Labrador // Canad. Mineral. 1963. V. 7. P. 650–654.
25. Horváth L., Gault R. A., Pfenninger-Horváth E., Poirier G. Mont Saint-Hilaire: History, Geology, Mineralogy // Canad. Mineral. Special Publication No. 14. 2019. 634 pp.
26. Laird J., Albee A. L. Chemical composition and physical, optical, and structural properties of benitoite, neptunite, and joaquinite // Amer. Mineral. 1972. V. 57, No. 1–2. P. 85–102.
27. Lustrino M., Cucciniello C., Melluso L., Tassinari C. C., dè Gennaro R., Serracino M. Petrogenesis of Cenozoic volcanic rocks in the NW sector of the Gharyan volcanic field, Libya // Lithos. 2012. V. 155. P. 218–235. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.09.003.
28. Kunz M., Armbruster T., Lager G. A., Schulz A. J., Goyette R. J., Lottermoses W., Amthauer G. Fe, Ti ordering and octahedral distortions in acentric neptunite: Temperature dependent X-ray and neutron structure refinements and Mossbauer spectroscopy // Physics and Chemistry of Minerals. 1991. V. 18, No. 3. P. 199–213. https://doi.org/10.1007/bf00234004.
29. Mikhailova Ju. A., Pakhomovsky Ya. A., Selivanova E. A., Kompanchenko A. A. Polymineralic inclusions in loparite-(Ce) from the Lovozero alkaline massif (Kola Peninsula, Russia): hydrothermal association in miniature // Minerals. 2023. V. 13, No. 6. P. 715 (25). https://doi.org/10.3390/min13060715.
30. Nockolds S. R. On the occurrence of neptunite and eudialyte in quartz-bearing syenites from Barnavave Carlingford, Ireland // Miner. Mag. 1950. V. 29. P. 27–33.
31. Pekov I. V., Podlesnyi A. S. Kukisvumchorr Deposit: Mineralogy of Alkaline Pegmatites and Hydrothermalites. Mineralogical Almanac. 2004. V. 7. Moscow: Association Ecost and Denver: Ocean Pictures Ltd. 2004. 168 p.
32. Slansky E., Glen R. A. Neptunite from the Woodsreef Serpentinite, New South Wales: A new occurrence // Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. 1982. V. 30, No. 4. P. 237–247. https://doi.org/10.1007/bf01087170.
33. Warr L.N. IMA–CNMNC approved mineral symbols // Mineralogical Magazine. 2021. V. 85, No. 3. P. 291–320. https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 182–186

Новые поступления в коллекцию Музея геологии и минералогии им. И. В. Белькова (ГИ КНЦ РАН) в 2024 г.

Сидоров М. Ю., **Рыбникова Я. А.**
Филиал федерального государственного автономного образовательного учреждения высшего образования «Мурманский арктический университет» в г. Апатиты, m.sidorov@ksc.ru

Аннотация. В 2024 г. в основной фонд Музея поступили 28 образцов минералов и горных пород из Хибинского и Ловозёрского массивов, Колмозёрского месторождения редкометалльных пегматитов, Фёдорово-Панского массива и других объектов Кольского региона. Образцы бафертисита $Ba_2Fe^{2+}_4Ti_2(Si_2O_7)_2O_2(OH)_2F_2$, цзиньшацзянита $BaNaFe^{2+}_4Ti_2(Si_2O_7)_2O_2(OH)_2F$, иригинита $(UO_2)Mo_2O_7{\cdot}3H_2O$ и магнезиоарфедсонита $(Na)(Na_2)(Mg_4Fe^{3+})(Si_8O_{22})(OH)_2$ впервые были приняты в коллекцию Музея. На 70 образцов минералов, руд и горных пород пополнилась коллекция научно-вспомогательного фонда Музея.

Ключевые слова: Музей ГИ КНЦ РАН, образцы минералов и горных пород, Кольский регион.

New arrivals in I.V. Belkov's Museum of Geology and Mineralogy (GI KSC RAS) in 2024

Sidorov M. Yu., **Rybnikova Y. A.**
Apatity branch of Murmansk Arctic University, m.sidorov@ksc. ru

Abstract. The main collection of the Museum was increased by 28 mineral samples from Khibiny and Lovozero alkaline massifs, Kolmozerskoe deposit of the rare-metal pegmatites, Fedorovo-Pansky massif and other areas of Kola region in 2024. The samples of the bafertisite $Ba_2Fe^{2+}_4Ti_2(Si_2O_7)_2O_2(OH)_2F_2$, jinshajiangite $BaNaFe^{2+}_4Ti_2(Si_2O_7)_2O_2(OH)_2F$, iriginite $(UO_2)Mo_2O_7{\cdot}3H_2O$ and magnesio-arfvedsonite $(Na)(Na_2)(Mg_4Fe^{3+})(Si_8O_{22})(OH)_2$ were accepted into the Museum collection for the first time. The auxiliary scientific collection was increased by 70 mineral, ore and rock samples.

Keywords: The Museum of GI KSC RAS, mineral and rock samples, Kola region.

Введение

По состоянию на 25 ноября 2024 г. количество образцов минералов, руд и горных пород, находящихся в основном фонде Музея геологии и минералогии им. И. В. Белькова (Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, г. Апатиты), составило 9424 единицы хранения. Коллекция научно-вспомогательного фонда Музея увеличилась на 70 образцов. Сотрудники Музея провели систематическую работу по изучению как вновь поступивших образцов минералов и горных пород, так и образцов из старых собраний Музея и Геологического института.

Новые поступления в основной фонд Музея

В 2024 г. 28 образцов были зарегистрированы в основном музейном фонде, из них 17 образцов выставлены в экспозиции, 11 образцов помещены в фонды Музея на хранение. Образцы в коллекцию основного фонда Музея были предоставлены сотрудниками Геологического института ФИЦ КНЦ РАН: А. А. Компанченко, Ю. А. Михайловой, С. В. Мудруком, В. М. Рогозиным, В. Н. Яковенчуком, Я. А. Рыбниковой, М. Ю. Сидоровым. В дар получены образцы от сотрудников сторонних организаций – И. В. Пекова (МГУ, Москва) и А. А. Завьялова (Ковдорский ГОК, Ковдор).

В *систематическую коллекцию минералов* Музея поступили 6 образцов из *Хибинского щелочного массива*, которые распределились по классам следующим образом: галогениды (флюорит, рис. 1 *а*), фосфаты (монацит-(Ce), рис. 1 *б*, *в*) и силикаты (вуориярвит-(K), рис. 1 *г*, *д*), пегматит с крупным кристаллом нефелина (рис. 1 *е*). Ещё один минерал из класса силикатов – манганонептунит (г. Каскасньючорр) − был помещён в экспозицию новых минералов, открытых впервые на территории Кольского региона (Курбатов, 1923).

Из *Ловозёрского щелочного массива* (10 образцов) в систематическую коллекцию Музея были приняты 8 образцов: класс силикаты (лампрофиллит, эгирин, эльпидит (рис. 2 *а*), канкринит,

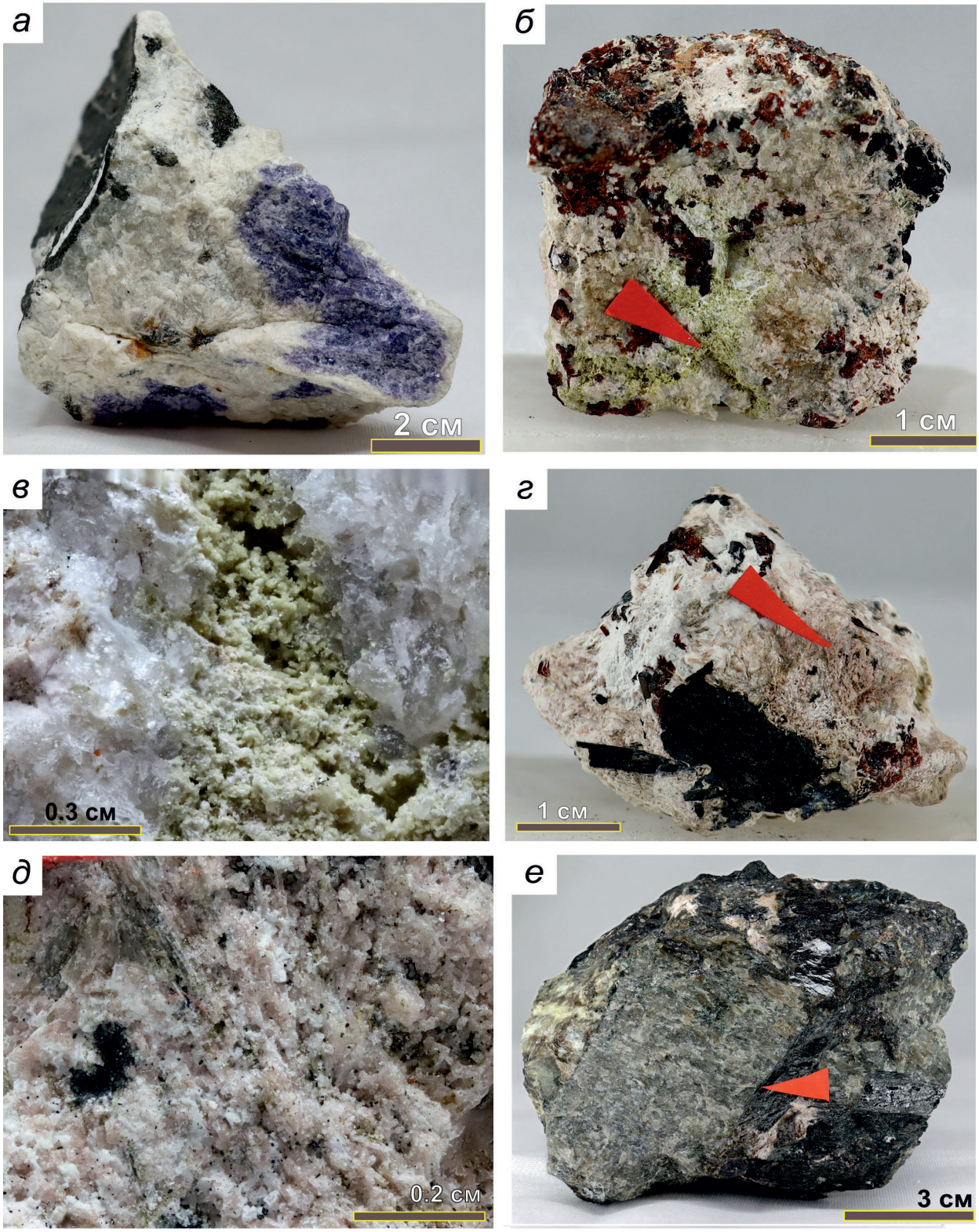


Рис. 1. Новые поступления в основной фонд Музея из Хибинского массива в 2024 г.: *а* – флюорит в пектолите (ГИМ 8000/1, В. Н. Яковенчук); *б* и *в* – светло-зелёный монацит-(Ce) в альбите (ГИМ 7992, И. В. Пеков); *г, д* – светло-розовый вуориярвит-(K) (ГИМ 7993, И. В. Пеков); *е* – кристалл нефелина в пегматите (ГИМ 7984, Я. А. Рыбникова)

Fig. 1. New arrivals in main collection of the Museum from Khibiny massif in 2024: *a* – fluorite in pectolite (GIM 8000/1, V. N. Yakovenchuk); *б, в* – light green monazite-(Ce) in albite (GIM 7992, I. V. Pekov); *г*, *д* – light pink vuoriyrvite-(K) (GIM 7993, I. V. Pekov); *е* – nepheline crystal in pegmatite (GIM 7984, Ya. A. Rybnikova)

сапожниковит (гр. содалита), карнасуртит-(Ce) (рис. 2 *б*), класс галогениды (виллиомит, рис. 2 *в*) и класс фосфаты (фторсигаиит (гр. апатита), первое поступление в Музей). Также в коллекцию Ловозёрского массива были приняты 1 образец псевдоморфозы вишневита по нозеану и 1 образец с полостями растворения сфалерита в микроклине (рис. 2, *г*).

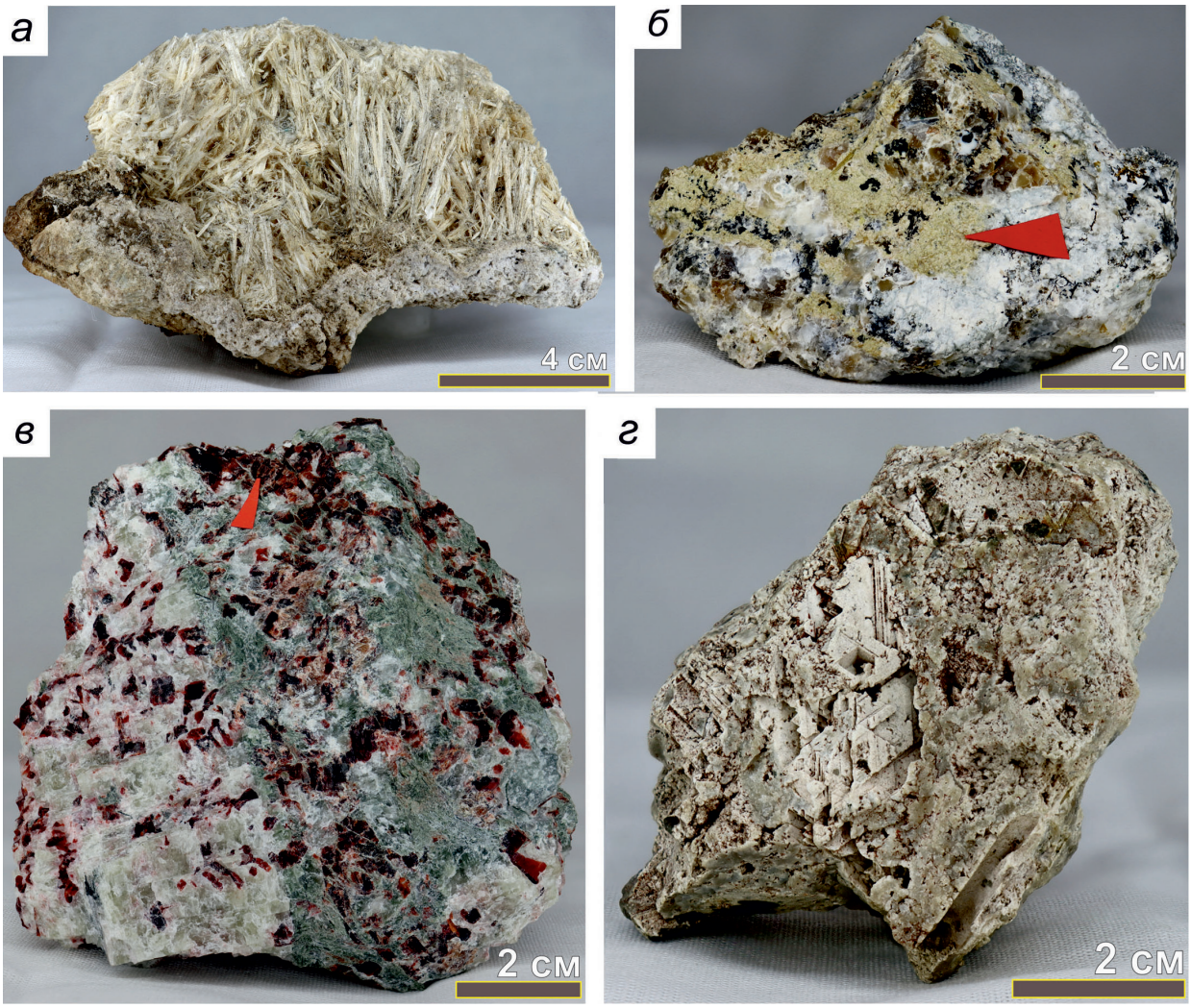


Рис. 2. Новые поступления в основной фонд Музея из Ловозёрского массива в 2024 г.: *а* – эльпидит (ГИМ 7998, И. В. Пеков); *б* – жёлтые выделения карнасуртита-(Ce) (ГИМ 7994, И. В. Пеков); *в* – виллиомит в микроклине и эгирине (ГИМ 7996, И. В. Пеков); *г* – полости растворения сфалерита в микроклине (ГИМ 7999, И. В. Пеков)

Fig. 2. New arrivals in main collection of the Museum from Lovozero massif in 2024: *a* – elpidite (GIM 7998, I. V. Pekov); б – yellow aggregate of karnasurtite-(Ce) (GIM 7994, I. V. Pekov); *в* – villiaumite in microcline and aegirine (GIM 7996, I. V. Pekov); *г* – sphalerite dissolution cavities in microcline (GIM 7999, I. V. Pekov)

Из *массива Гремяха-Вырмес* в систематическую коллекцию основного фонда приняты 2 образца из класса силикатов: бафертисит $Ba_2Fe^{2+}_4Ti_2(Si_2O_7)_2O_2(OH)_2F_2$ (первое поступление в коллекцию Музея) и цзиньшацзянит $BaNaFe^{2+}_4Ti_2(Si_2O_7)_2O_2(OH)_2F$ (гр. бафертисита, первое поступление в коллекцию Музея) и 1 образец из класса оксидов − иригинит $(UO_2)Mo_2O_7 \cdot 3H_2O$ (первое поступление в коллекцию Музея).

В систематическую коллекцию минералов Кольского региона из *Турьинского массива* принят 1 образец из класса силикатов (феррикатафорит).

Из *массива Вуориярви* в основной фонд поступили 1 образец (рис. 3 а), в котором баритокальцит (карбонат Ba и Ca) (рис. 3 *б*) находится в ассоциации с силикатом магнезиоарфедсонитом

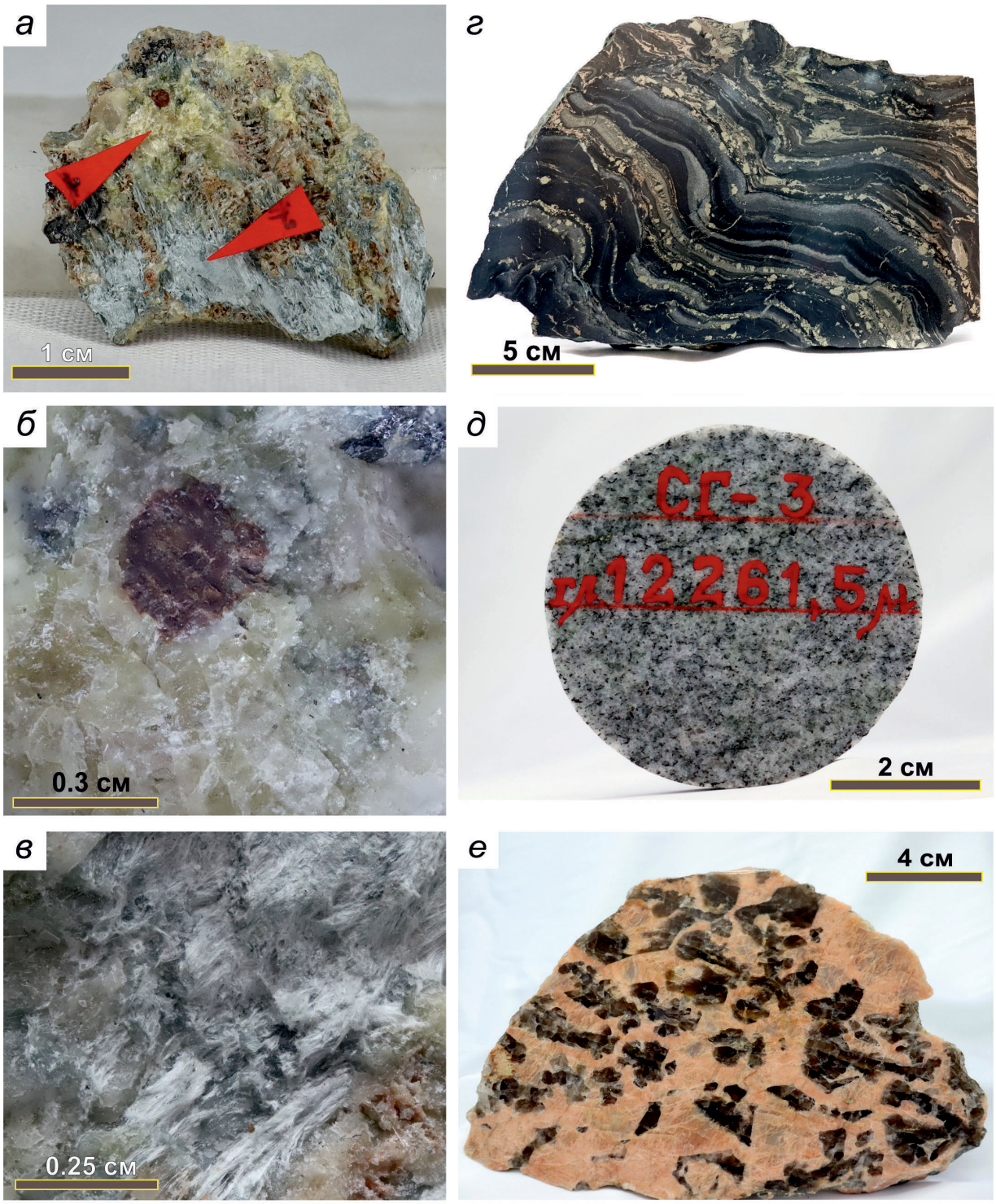


Рис. 3. Новые поступления в основной фонд Музея в 2024 г.: *а* – общий вид образца с баритокальцитом и магнезиоарфедсонитом (ГИМ 7988, массив Вуориярви, И. В. Пеков); б – жёлтые агрегаты баритокальцита и тёмно-красный кристалл бурбанкита; *в* – голубоватые волокнистые агрегаты магнезиоарфедсонита; *г* – полированный рудный филлит (ГИМ 7985, Печенгская структурная зона, Я. А. Рыбникова); *д* – образец керна из Кольской сверхглубокой скважины (ГИМ 7979, Я. А. Рыбникова); *е* – полированный образец графического пегматита (ГИМ 7980, карьер Куру-Ваара, В. М. Рогозин)

Fig. 2. New arrivals in main collection of the Museum in 2024: *а* – general view of the sample with barytocalcite and magnesio-arfvedsonite (GIM 7988, Vouriyarvi massif, I. V. Pekov); *б* – yellow aggregates of barytocalcite and и deep red crystal of burbankite; *в* – bluish fibrous aggregates of magnesio-arfvedsonite; *г* – polished ore phyllite (GIM 7985, Pechenga, Ya. A. Rybnikova); *д* – drill core sample from Kola Superdeep Borehole (GIM 7979, Ya. A. Rybnikova); *е* – polished sample of graphic pegmatite (GIM 7980, Kuru-Vaara quarry, V. M. Rogozin)

$(Na)(Na_2)(Mg_4Fe^{3+})(Si_8O_{22})(OH)_2$ (рис. 3 *в*) (первое поступление в коллекцию Музея) и 1 образец анкилита-(La) (карбонат La и Sr) в срастаниях с церианитом-(Ce).

Из *массива Африканда* в основной фонд приняты 2 образца кальцита с церитом-(Ce).

Из пород *Федорово-Панского массива* в основной фонд поступил 1 образец меланократового норита с сульфидным медно-никелевым и платинометалльным оруденением.

Из *Печенгской структурной зоны* в петрографическую коллекцию был принят 1 образец полированного рудного филлита (рис. 3 *г*), а также уникальный образец биотитового плагиогнейса из керна Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) с глубины 12261.5 м (рис. 3 *д*).

В петрографическую коллекцию Музея был принят 1 полированный образец графического пегматита (рис. 3, *е*) из *карьера Куру-Ваара*, Беломорский подвижный пояс.

Новые поступления в научно-вспомогательный фонд Музея

В 2024 г. коллекция научно-вспомогательного фонда Музея пополнилась на 70 образцов минералов, руд и пород. Новые поступления распределены по следующим массивам и районам:

Ковдорский массив – фоскориты (7 образцов, старые коллекции ГИ), а также кристалл флогопита (1 образец), пегматоидный фоскорит (1 образец) и диопсид-флогопит-апатитовая порода (3 образца) от А. А. Завьялова;

Колмозёрское месторождение – редкометалльные пегматиты (9 образцов из старых коллекций ГИ и 1 образец от М. Ю. Сидорова);

Кейвский террейн – кристалл граната (1 образец, старые коллекции ГИ);

Печенгская структурная зона – вулканогенно-осадочные породы (12 образцов, старые коллекции ГИ), рудный филлит (2 образца, Я. А. Рыбникова);

Хибинский массив – эвдиалит (7 образцов, старые коллекции ГИ), астрофиллит (2 образца, старые коллекции ГИ), линзовидно-полосчатая апатит-нефелиновая руда с карьера Олений ручей (1 образец, М. Ю. Сидоров);

Ловозёрский массив – эльпидит (1 образец, И. В. Пеков), лопаритовая руда (1 образец, М. Ю. Сидоров);

массив Африканда – кальцит с церитом-(Ce) (12 образцов, А. А. Компанченко);

массив Лесная Варака – оливинит (2 образца, М. Ю. Сидоров);

Оленегорский район – Печегубский карьер, амфиболит (1 образец) и железистый кварцит (1 образец, С. В. Мудрук), Оленегорский карьер – железистый кварцит (4 образца, С. В. Мудрук);

мыс Корабль, Беломорское побережье – малахит (1 образец, М. Ю. Сидоров).

Благодарности

Сотрудники Музея геологии и минералогии им. И. В. Белькова ГИ ФИЦ КНЦ РАН выражают глубокую благодарность всем, кто помогал пополнять коллекции Музея. Мы благодарим сотрудников Лаборатории физических методов исследования пород, руд и минералов № 32 ГИ ФИЦ КНЦ РАН за точную диагностику образцов, а также Шлифовальную мастерскую за изготовление полировок руд и горных пород.

Литература

1. Курбатов С. М. Анализ марганцевого нептунита из Хибинских тундр // Доклады АН. 1923. Сер. А. С. 59–60.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 187–193

Эколого-геохимические особенности современных отложений озера Рахкалампи (город Суоярви, Карелия)

Слуковский З. И. [1, 2]

[1] *Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, slukovsky87@gmail.com*
[2] *Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск*

Аннотация. Малые озера городской среды подвергаются повышенному влиянию со стороны антропогенных факторов. Это может быть выражено в различных негативных явлениях, включая захламление берегов и дна бытовым мусором, повышение мутности воды, эвтрофирование, а также в поступлении и накоплении в водоемах загрязнителей, в том числе тяжелых металлов. В работе представлены исследования современных отложений малого озера Рахкалампи, расположенного в черте города Суоярви (Республика Карелия). Анализ показал, что в верхних слоях донных отложений установлены повышенные уровни накопления литофильных элементов (Al, Ca, Mg, Ti, Li, Rb, Cs и редкоземельных металлов), а также загрязнителей из группы тяжелых металлов (Pb, Cd, Cu, Zn и других). Это свидетельствует о значительных изменениях в естественной среде в результате городской застройки, развития инфраструктуры, транспорта, промышленности и других человеческих активностей. Анализ интегральных экологических индексов PLI и RI, основанных на данных о содержании редких элементов, показал, что в результате техногенного воздействия озеро претерпело изменения от естественного состояния с низким уровнем загрязнения и отсутствием риска для живых организмов (нижние слои отложений) до состояния с высоким уровнем загрязнения и значительным экологическим риском (верхние слои отложений). Следует с осторожностью использовать озеро Рахкалампи в рекреационных целях, учитывая все риски для биоты и здоровья людей.

Ключевые слова: геохимические индикаторы, тяжелые металлы, редкоземельные элементы, донные отложения, городское озеро, Карелия.

Environmental and geochemical features of modern sediments of Lake Rakhkalampi (town of Suoyarvi, Karelia)

Slukovski Z. I. [1, 2]

[1] *Institute of North Industrial Ecology Problems Kola SC RAS, Apatity, slukovsky87@gmail.com*
[2] *Institute of geology of Karelian research center of RAS, Petrozavodsk*

Abstract. Small urban lakes are subject to increased influence from anthropogenic factors. This can manifest in various negative phenomena, including the littering of shores and bottoms with household waste, increased water turbidity, eutrophication, and the inflow and accumulation of pollutants in water bodies, including heavy metals. This study presents research on the modern sediments of the small lake Rakhkalampi, located within the town of Suoyarvi (Republic of Karelia). The analysis revealed elevated levels of accumulation of lithophilic elements (Al, Ca, Mg, Ti, Li, Rb, Cs, and rare earth metals) in the upper layers of the sediments, as well as pollutants from the group of heavy metals (Pb, Cd, Cu, Zn, and others). This indicates significant changes in the natural environment as a result of urban development, infrastructure growth, transportation, industry, and other human activities. The analysis of the integral ecological indexes PLI and RI, based on data on the content of rare elements, showed that as a result of anthropogenic impact, the lake has evolved from a natural state with low pollution levels and no risk to living organisms (lower sediment layers) to a state with high pollution levels and significant ecological risk (upper sediment layers). Caution should be exercised when using Lake Rakhkalampi for recreational purposes, considering all the risks to biota and human health.

Keywords:geochemical indicators, heavy metals, rare earth elements, sediments, urban lake, Karelia.

Введение

Влияние городской среды затрагивает наземные и водные экосистемы. Отмечается (Naselli-Flores, 2008; Persson, 2012), что в пределах городов (даже небольших) в озерах происходят различные изменения, включающие в себя: интенсивное разрушение берегов, захламление берегов и дна бытовым мусором, повышение мутности воды, эвтрофирование и цветение воды, интенсивный рост

высшей водной растительности, поступление в воду и донные отложениях органических и неорганических элементов и веществ, включая тяжелые металлы, нефтепродукты, поверхностно-активные вещества, хлориды, гербициды и т. д., бактериальное загрязнение, ухудшение запаха и вкуса воды.

Малые озера городов и их донные отложения и импактные зоны являются уязвимыми мишенями для химического загрязнения, особенно тяжелыми металлами (Lindström, 2001; Jumbe, Nandini, 2009). Так, небольшие пруды в центральных городских районах Шанхая оказались более обогащены Cd, Cu, Pb и Zn в верхних слоях отложений по сравнению с водоемами, удаленными от центра города с его промышленностью и транспортом, то есть в пригородных районах (Li et al., 2012). Аналогичные закономерности по накоплению тяжелых металлов были установлены на примере изучения отложений озер города Гуанжоу (тоже Китай) (Shang et al., 2017).

Известно, что вблизи урбанизированных территорий Республики Карелия формируются районы с существенным уровнем загрязнения водных объектов, включая озера, как большие, так и малые (Каталог…, 2001). Ранее автором с коллегами детально были изучены современные отложения малых озер в импактной зоне городов Петрозаводска и Медвежьегорска (Слуковский, 2020; Savosin, Slukovskii, 2025). В данной работе представляются данные по озеру Рахкалампи, расположенному в черте города Суоярви. Цель исследования – оценить эколого-геохимические особенности поверхностных отложений указанного малого озера, расположенного на урбанизированной территории Республики Карелии.

Объект и методы исследования

Озеро Рахкалампи – это небольшой ледниковый водоем, расположенный в черте небольшого города Суоярви, имеющего население ~ 6.8 тыс. человек (рис. 1). Ранее озеро упоминалось, как Кайпинское (местное название водоема) (Новицкий и др., 2017). Берега озера заболоченные. В двух местах на восточном берегу Рахкалампи имеются выходы коренных пород. Вокруг озера растет лес. Вблизи озера распложены котельная и автопарк.

Основные морфометрические параметры Рахкалмпи: площадь – 0.091 км^2, средняя глубина – 1.8 м, максимальная – 2.2 м. Согласно батиметрической карте озера Рахкалампи водоем имеет простую блюдцеобразую котловину (рис. 2). Данные по глубинам получены в ходе полевых исследований в 2016 г. Измерения проводились при помощи эхолота-картплоттера GarminEchomapPlus 42cv.

Верхние слои отложений озера Рахкалампи представлены обводненными илами темно-бурого цвета. Для отбора колонки отложений водоема использовался пробоотборник Limnos (производство

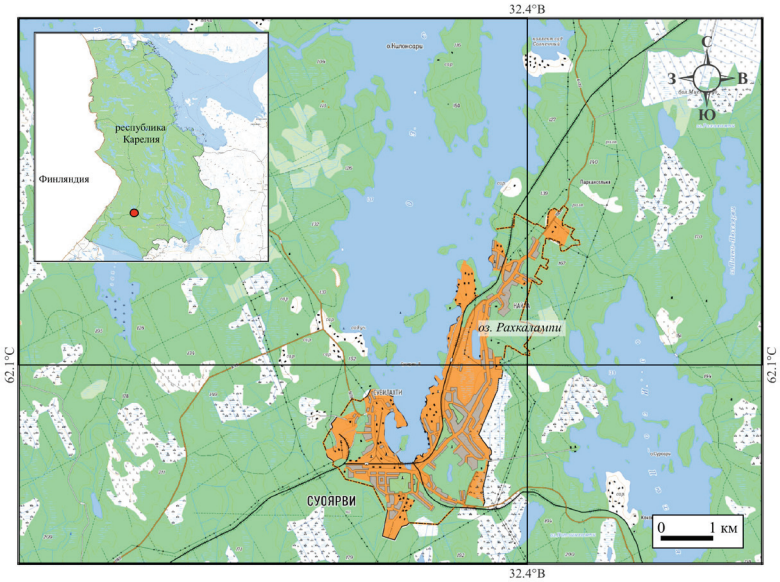


Рис. 1. Карта расположения озера Рахкалампи (автор Шестаков М.)
Fig. 1. Map of location of Lake Rakhkalampi (by Shestakov M.)

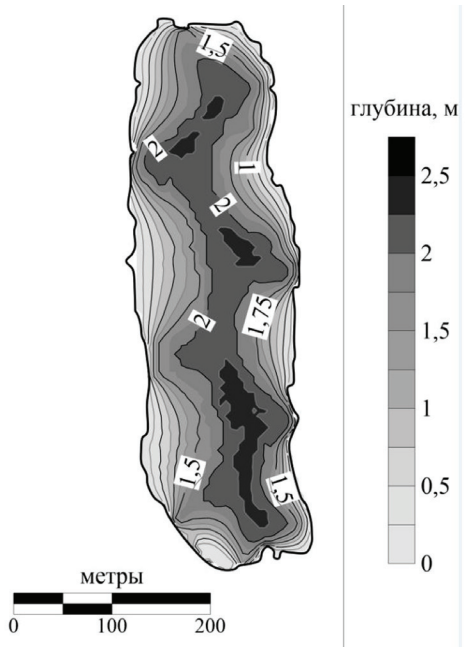


Рис. 2. Карта глубин озера Рахкалампи (автор Сыроежко Е. В.)

Fig. 2. Map of depths of Lake Rakhkalampi (by Siroezhko E. V.)

Финляндия) (Шелехова и др., 2020). Была получена колонка длиной 30 см. Первые 26 см колонки были разделены на слои по 2 см, самый нижний слой – 4 см. В лаборатории каждая проба была разделена на две части: для гранулометрического (оставалась в естественном состоянии) и химического анализа (просушивалась при температуре 105 °C). Определение концентраций главных элементов донных отложений озера Рахкалампи было осуществлено при помощи рентгенофлуоресцентного спектрометра марки ARL ADVANT'X. Определение потерь при прокаливании (ППП) проводилось весовым способом после прокаливания образцов до температуры 550 °C. Содержание редких элементов определялось при помощи масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой на приборе XSeries-2 ICP-MS. Подробное описание использованных методов представлено в этом издании (Шелехова и др., 2020).

Статистическая обработка выполнена при помощи программы Microsoft Office Excel. Для графической иллюстрации результатов использованы программы Easy Capture 1.2.0 и Inkscape 0.48.4. Для экологической интерпретации данных по содержанию тяжелых металлов в отложениях озера Рахкалампи использованы интегральные индексы:

- Индекс потенциального экологического риска RI или PER (Potential Ecological Risk Index), разработанный шведскими учеными (Håkanson, 1980);
- Индекс антропогенной нагрузки PLI (Pollution Load Index) (Tomlinson et al., 1980).

Результаты и обсуждение

Анализ гранулометрического состава отложений озера Рахкалампи показал, что в изученных осадках преобладают фракции размером 0.05–0.01 мм, 0.1–0.05 мм и 0.25–0.1 мм (рис. 3). Крупная фракция (2.0–0.5 мм) в пробах практически отсутствует. На графике также видно, что в верхних слоях отмечается увеличение доли фракции 0.25–0.1 мм по сравнению с нижними слоями и, наобо-

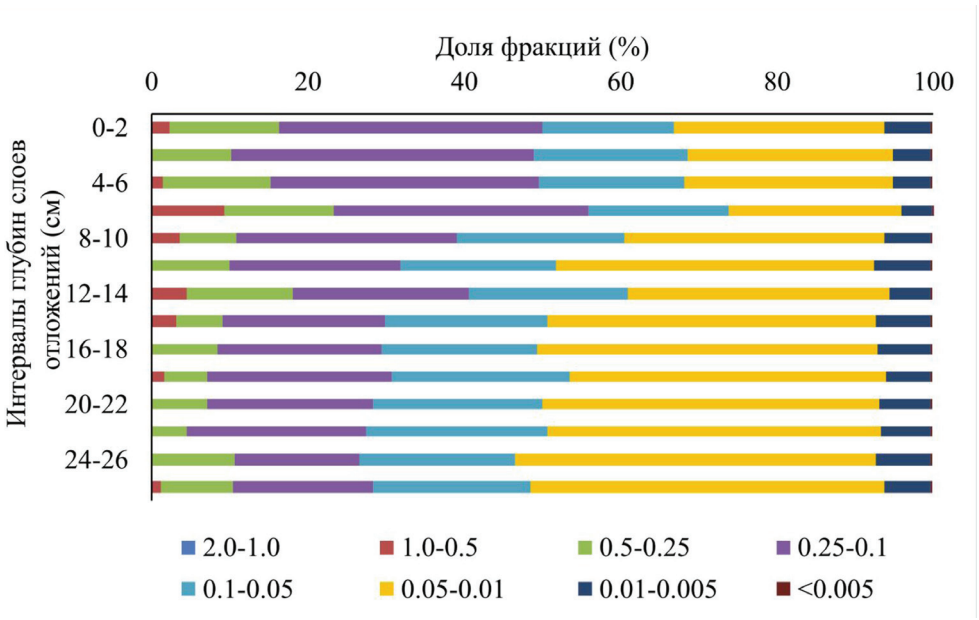


Рис. 3. Распределение гранулометрических фракций по колонке отложений озера Рахкалампи

Fig. 3. Distribution of granulometric fractions in the sediment core of Lake Rakhkalampi

рот, уменьшение доли фракции 0.05–0.01 мм. Вероятно, это связано с какой-то сменой режима накопления отложений в озере в недавнем времени.

Среднее по колонке отложений озера Рахкалампи содержание органического вещества составляет 43.4 %, что позволяет отнести эти отложения к сапропелям (Синькевич, Экман, 1995). Содержание кремнезема в отложениях чуть больше – 50.1 %. Остальные главные элементы имеют концентрации менее 2 %. В порядке убывания остальные элементы выстраиваются в такой ряд: Al_2O_3 (1.94) > $Fe_{общ.}$ (1.75) > CaO (1.49) > MgO (0.29) > K_2O (0.22) > Na_2O (0.2) > P_2O_5 (0.16) > TiO (0.09) > S (0.04) > MnO (0.03).

Распределение в изученной колонке отложений озера концентраций главных элементов и органического вещества (по ППП) показывает, что на границе слоев 10–12 и 8–10 см происходит смена темпов накопления веществ (рис. 4). Например, в верхних (более современных) слоях отложений меньше концентрация SiO_2 по сравнению с нижними (более старыми). В тоже время, в поверхностных слоях по сравнению с более глубокими увеличиваются концентрации окислов Al, Fe, Na, Ca, K, Mg, MnO, Ti, P, а также S и органического вещества. Это согласуется с данными распределения гранулометрических фракций, показанных выше. В более современное время (активное развитие урбанизированной территории) в озеро стало больше поступать терригенного материала, состоящего из частичек разрушенных пород береговой линии озера, почвенного покрова и городской

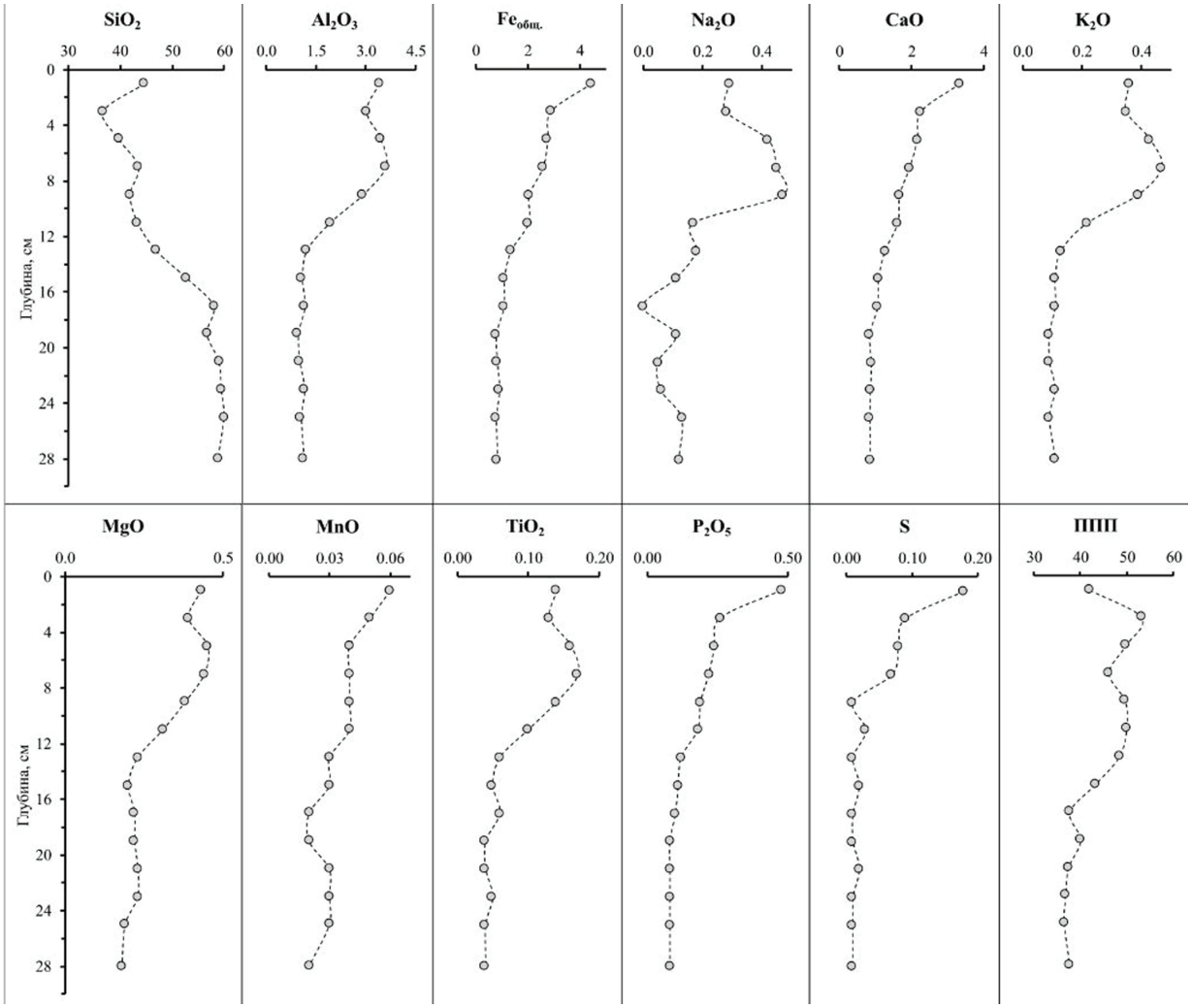


Рис. 4. Вертикальное распределение концентраций (в %) главных элементов и органического вещества (по ППП) в колонке отложений озера Рахкалампи (Суоярви, Карелия)

Fig. 4. Vertical distribution of concentrations (in %) of the major elements and organic matter (by LOI) in the sediment core of Lake Rakhkalampi (Suoyarvi, Karelia)

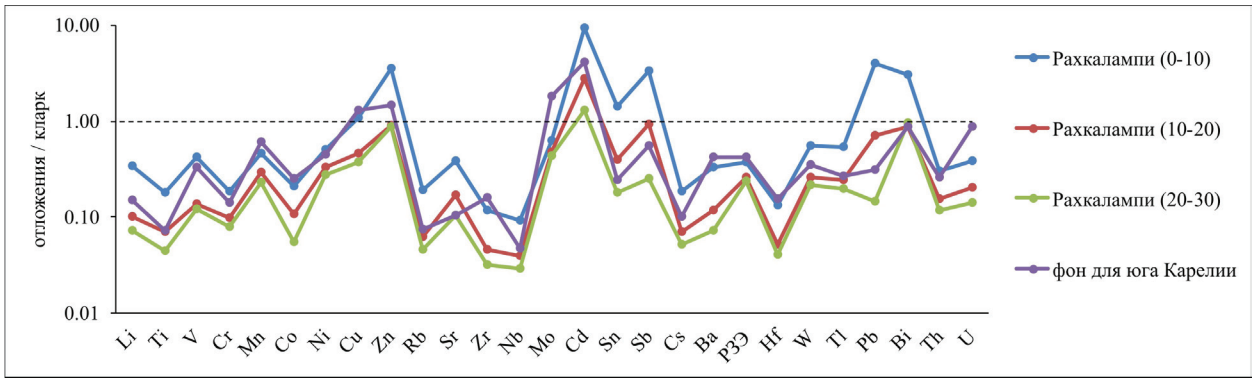


Рис. 5. Нормированные по кларку концентрации редких элементов в разных слоях колонки отложений озера Рахкалампи. Данные представлены в логарифмическом виде

Fig. 5. Clarke-normalized concentrations of rare elements in different layers of the sediment core of Lake Rakhkalampi. The data are presented in logarithmic form

пыли. С этим и связано увеличение доли некоторых гранулометрических фракций и концентраций оксидов Al, Ti, Ca и других элементов.

Анализ накопления редких элементов в отложениях озера Рахкалампи показал (рис. 5), что в верхних слоях (0–10 см) отмечены превышения над кларком, за который взято среднее содержание элементов в верхней части Земной коры (Wedepohl, 1995), концентраций Cu, Zn, Cd, Sn, Sb, Pb и Bi. Эти элементы, относящиеся к группе тяжелых металлов, ранее уже отмечались как приоритетные загрязнители малых городских озер Карелии (Слуковский, 2018). Также на графике видно, что концентрации многих редких элементов превышают фоновые значения их для отложений озер южной части Карелии (Slukovskii, 2020). В частности, это установлено для Li, Ti, V, Cr, Ni, Zn, Rb, Sr, Nb, Cd, Sn, Sb, Cs, W, Tl, Pb и Bi. Большинство этих элементов относится к тяжелым металлам, что говорит о существенной роли антропогенного фактора на формирование геохимических особенностей отложений озера Рахкалампи из-за его городского статуса. Также среди перечисленных элементов – щелочные металлы (Li, Rb, Cs), которые часто активно мигрируют в городской среде и аккумулируются в отложениях озер.

На рис. 5 также видно, что нижние слои (10–20 и особенно 20–30 см) отложений озера Рахкалампи имеют существенно более низкие концентрации всех изученных редких элементов по сравнению с верхними (более современными) слоями. Причем наиболее сильно обогащение этими элементами, особенно тяжелыми металлами, начинается со слоя 10–12 см, где, как уже ранее отмечалось, начинается обогащение большинством главных элементов и органическим веществом (рис. 4). Очевидно, что оба процесса тесно связаны с влияние урбанизированной среды на изучаемый малый водоем. Тяжелые металлы могли поступать в озеро из-за выбросов железнодорожного, автомобильного транспорта, мазутной котельной, автосервисов и других небольших предприятий города Суоярви. Ранее уже отмечались повышенные концентрации химических элементов в воде озер города, включая озеро Рахкалампи (Новицкий и др., 2017). В то же время разрушение берегов, пород на водосборной площади и почвенного покрова в связи со строительством дорог, зданий и другой инфраструктуры в городах ведет к миграции в водную среду литофильных элементов, которые затем накапливаются в современных отложениях озер. Именно этим можно объяснить повышенные концентрации Al, Ca, Mg, Li, Rb, Cs и редкоземельных элементов в верхних слоях озера Рахкалампи по сравнению с нижними.

Для экологической интерпретации полученных геохимических данных были использованы интегральные индексы, основанные на использовании фоновых концентраций элементов (рис. 6). При расчете индекса антропогенной нагрузки PLI были использованы концентрации 14 элементов (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Mo, Cd, Sn, Sb, W, Tl, Pb, Bi), относящиеся к тяжелым металлам. Анализ показал, что значение индекса PLI варьирует от 0.38 до 2.16, увеличиваясь от нижних слоев к верхним. Согласно (Tomlinson et al., 1980), слои отложений озера Рахкалампи от 12 до 30 см имеют низ-

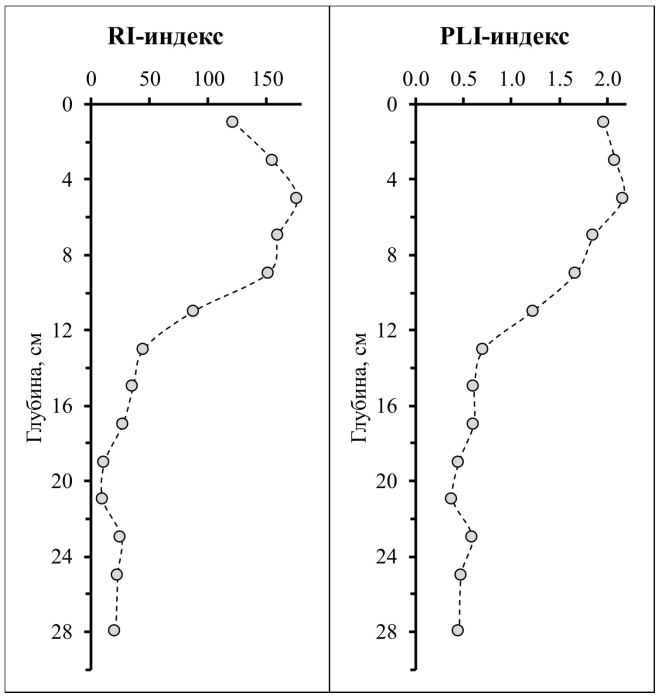


Рис. 6. Вертикальное распределение значений индексов RI и PLI, рассчитанных для колонки отложений озера Рахкалампи

Fig. 6. Vertical distribution of RI and PLI index values calculated for the sediment core of Lake Rakhkalampi

кий уровень загрязнения (PLI ≤ 1), слои 0–2 и 4–10 см – умеренный уровень загрязнения (1 < PLI ≤ 2), а слои от 2 до 6 см – высокий уровень загрязнения (2 < PLI ≤ 3). Именно в слоях 2-6 см установлены максимальные концентрации тяжелых металлов, особенно Pb, Cd, Zn. Аналогичное вертикальное распределение значений индекса PLI было получено при изучении двух озер в городе Медвежьегорске (Savosin, Slukovskii, 2025). Однако в случае ранее исследованных озер значения индекса PLI в верхних слоях отложений были существенно выше из-за большей антропогенной нагрузки на водную среду в городе Медвежьегорске.

Данные полученные, при расчете индекса потенциального экологического риска RI, где были использованы концентрации Ti, V, Cr, Mn, Ni, Cu, Zn, Cd и Pb, хорошо коррелируют с данными по индексу PLI. Установлено, что слои отложений озера Рахкалампи от 14 до 30 см имеют низкий уровень экологического риска (RI ≤ 40), «переходный» слой 12–14 см – средний уровень экологического риска (80 > RI > 40), слои 0–4 и 6–12 см – значительный уровень экологического риска (160 > RI > 80), а слой 4–6 см – высокий уровень экологического риска (320 > RI > 160). Таким образом, наибольшую опасность для биоты озера и людей, которые могу использовать водоем в рекреационных целях, представляют самые современные слои отложения озера Рахкалампи. Следует с осторожностью относиться к ловле в озере рыбы, купанию в нем. Местным властям необходимо вести мониторинг состояния водоема для контроля качества воды и донных отложений, с учетом установленных экологических рисков.

Заключение

В результате исследования эколого-геохимических особенностей современных отложений (верхние 30 см) озера Рахкалампи, расположенного в черте города Суоярви (Карелия), было установлено, что водоем испытывает антропогенную нагрузку со стороны урбанизированной среды, даже несмотря на небольшие размеры населенного пункта. В верхних слоях донных отложений, которые были сформированы в последние несколько десятилетий, выявлены повышенные концентрации литофильных элементов (Al, Ca, Mg, Ti, Li, Rb, Cs, редкоземельных металлов) и загрязнителей из числа тяжелых металлов (Pb, Cd, Cu, Zn и др.). Все это указывает на существенное преобразования естественной среды в результате строительства и развития города с его инфраструктурой, транспортом, промышленностью и другими видами человеческой деятельности. Расчет интегральных экологических индексов на основе полученных данных по содержанию редких элементов показал, что в результате техногенного влияния озеро эволюционировало от естественного состояния, где уровень загрязнения низкий и нет риска для биоты (нижние слои отложений), до высокого уровня загрязнения и высокого экологического риска (верхние слои отложений). Следует продолжить исследования городских территорий Севера России и их малых водоемов, от качества которых зависит безопасность и комфорт городской среды Карелии и других регионов России.

Благодарности

Работа выполнена в рамках тем НИР Института геологии КарНЦ РАН № FMEZ-2023-0008 (гранулометрический и химический состав отложений) и Института проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН № FMEZ-2024-0014 (экологическая интерпретация данных).

Автор также выражает благодарность В. Л. Утициной, М. В. Эховой, А. С. Парамонову, С. В. Бурдюху за качественные аналитические работы.

Литература

1. Каталог озер и рек Карелии / Под ред. Н. Н. Филатова. Петрозаводск. Изд-во: Карельский научный центр РАН, 2001. 286 с.
2. Новицкий Д. Г., Слуковский З. И., Медведев А. С. Геохимические индикаторы загрязнения водной среды на территории малого города (на примере города Суоярви, Республика Карелия) // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии: Материалы XXVIII Молодёжной научной конференции памяти К. О. Кратца. СПБ. Изд-во: ООО «Издательство ВВМ», 2017. С. 214–218.
3. Синькевич Е. И., Экман И. М. Донные отложения озер Восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН, 1995. 177 с.
4. Слуковский З. И. Микроэлементый состав донных отложений малых озер как индикатор возникновения экологических рисков в условиях урбанизированной среды Республики Карелии // Водное хозяйство России. 2018. № 6. С. 70–82.
5. Слуковский З. И. Уровень аккумуляции и формы нахождения тяжелых металлов в донных отложениях малых озер урбанизированной среды (Карелия) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия: Науки о Земле. 2020. № 65(1). С. 171–192.
6. Шелехова Т. С., Слуковский З. И., Лаврова Н. Б. Методы исследования донных отложений озер Карелии Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН, 2020. 111 с.
7. Håkanson L. An ecological risk index for aquatic pollution control. A sedimentological approach // Water Research. 1980. V. 14, No. 8. P. 975–1001.
8. Jumbe A. S., Nandini N. Heavy Metals Analysis and Sediment Quality Values in Urban Lakes // American Journal of Environmental Sciences. 2009. V. 5, No. 6. P. 678–687.
9. Li H., Yu S., Li G., Liu Y. [et al.] Urbanization increased metal levels in lake surface sediment and catchment topsoil of waterscape parks // Science of The Total Environment. 2012. V. 432. P. 202–209.
10. Lindström M. Urban Land Use Influences on Heavy Metal Fluxes and Surface Sediment Concentrations of Small Lakes // Water, Air, & Soil Pollution. 2001. V. 126. P. 363–383.
11. Savosin E., Slukovskii Z. Chemical composition of sediment and macrozoobenthos of small urban lakes, the Republic of Karelia, Russia // International Journal of Sediment Research. 2025. V. 40, No. 1. P. 119–128.
12. Shang S., Zhong W., Wei Z., Zhu C., Ye S., Tang X., Chen Y., Tian L., Chen B. Heavy metals in surface sediments of lakes in Guangzhou public parks in China and their relations with anthropogenic activities and urbanization // Human and Ecological Risk Assessment: An International Journal. 2017. V. 23. P. 2002–2016.
13. Slukovskii Z. I. Background concentrations of heavy metals and other chemical elements in the sediments of small lakes in the south of Karelia, Russia // Вестник МГТУ. 2020. № 23(1). С. 80–92.
14. Tomlinson D. L.,Wilson J. G., Harris C. R., Jeffney D. W. Problems in the assessment of heavy metal levels in estuaries and the formation of a pollution index // Helgoländer Meeresuntersuchungen. 1980. V. 33. P. 566–572.
15. Persson J. Urban Lakes and Ponds // Encyclopedia of Lakes and Reservoirs / (Eds.) L. Bengtsson, R. W. Herschy, R. W. Fairbridge. Dordrecht: Springer Dordrecht, 2012. P. 836–839.
16. Naselli-Flores L. Urban lakes: ecosystems at risk, worthy of the best care // Proceedings of Taal 2007: the 12th World Lake Conference', 28 October-2 November 2007 / Eds. M. Sengupta, R. Dalwani. Jaipur, Rajasthan, 2008. P. 1333–1337.
17. Wedepohl K. H. The composition of the continental crust // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59, No. 7. P. 1217–1232.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 194–201

Морфология и химический состав редкоземельных фосфатов в гематитовых жилах мыса Корабль, Кольский п-ов

Соловьёва А. Н., **Зозуля Д. Р.**, **Савченко Е. Э.**
Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, a.soloveva@ksc.ru

Аннотация. В статье приведены данные химического состава и морфология редкоземельных фосфатов гематитовых жил мыса Корабль на Терском берегу Кольского п-ова. Выделены две разновидности редкоземельных фосфатов: монацит-(Ce) и рабдофан-(Ce). Монацит-(Ce) встречается в стяжениях калиевого полевого шпата в виде игольчатых скоплений сноповидной формы. В других случаях монацит-(Ce) заполняет прожилки, или образует ксеноморфные зерна в гематитовой массе жил. Рабдофан-(Ce) образует комковидные агрегаты, а иногда обрастает зёрна уэкфилдита-(Ce) в стяжениях калиевого полевого шпата. В околожильных песчаниках рабдофан-(Ce) представлен удлинёнными агрегатами неправильной формы с выраженной пятнистой текстурой в ассоциации с пластинчатым гематитом. По химическому составу рабдофан-(Ce) отличается от монацита-(Ce) значительным дефицитом суммы анализа, пониженными содержаниями La и Nd, повышенными Ca и Y. Распределение REE и анализ парагенетических ассоциаций минералов указывают на то, что рабдофан-(Ce) формировался в значительно более высоких окислительных условиях.

Ключевые слова: редкоземельные фосфаты; монацит; рабдофан; гематитовые жилы; Кольский п-ов.

Morphology and chemical composition of REE phosphates from hematite veins of the Cape Korabl', Kola Peninsula

Solovjeva A. N., **Zozulya D. R.**, **Savchenko E. E.**
Geological Institute of the Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences, Apatity, Russia, a.soloveva@ksc.ru

Abstract. The article presents data on the chemical composition and morphology of rare earth phosphates from hematite veins of the Cape Korabl' in Tersky Coast, Kola Peninsula. Two varieties of rare earth phosphates are distinguished: monazite-(Ce) and rhabdophane-(Ce). Monazite-(Ce) occurs in nodules of potassium feldspar in the form of needle-shaped clusters of a sheaf-like shape. In other cases, monazite-(Ce) fills veinlets or forms anhedral grains in the hematite mass of veins. Rhabdophane-(Ce) forms lumpy aggregates and sometimes overgrows grains of wakefieldite-(Ce) in nodules of potassium feldspar. In wall-vein sandstones, rhabdophane-(Ce) is represented by elongated aggregates of irregular shape with a pronounced spotted texture in association with lamellar hematite. In chemical composition, rhabdophane-(Ce) differs from monazite-(Ce) by a significant deficiency of the analysis sum, lower contents of La and Nd, elevated Ca and Y. Distribution of REE and analysis of paragenetic associations of minerals indicate that rhabdophane-(Ce) was formed in significantly higher oxidizing conditions.

Keywords: rare earth phosphates; monazite; rhabdophane; hematite veins; Kola Peninsula.

Введение

Монацит-(Ce) [$CePO_4$] и его водосодержащий аналог рабдофан-(Ce) [$CePO_4*nH_2O$] являются одними из самых распространенных минералов редкоземельных ортофосфатов. Монацит характерен для изверженных и метаморфических пород, в то время как рабдофан образуется чаще при более низкотемпературных условиях в хемогенных породах и в гидротермальных системах (Smith et al., 2000; Berger at al., 2008). Кроме видообразующих элементов минералы могут содержать значительные примеси других REE, Ca, Sr, Th, U, Si и S. При этом компенсация зарядов в структуре минералов происходит за счёт различных гетеровалентных схем замещения (например, $2REE^{3+} \leftrightarrow Ca^{2+} + Th(U)^{4+}$, $REE^{3+} + P^{5+} \leftrightarrow Th^{4+} + Si^{4+}$, $REE^{3+} + P^{5+} \leftrightarrow Ca(Sr)^{2+} + S^{6+}$). Одним из важных вопросов генезиса минералов является механизм трансформации монацита в рабдофан, который может указывать на определенные физико-химические условия среды минералообразования (Nagy et al., 2002).

В данной работе изучены парагенезисы, морфология и особенности химического состава монацита-(Ce) и рабдофана-(Ce) из гидротермальных гематитовых жил месторождения Мыс Ко-

рабль, Кольский п-ов. На данном этапе минералы были диагностированы в соответствии с особенностями химического состава, что не исключает в дальнейшем их доизучения структурными методами.

Геологическое строение района

Аметистовое месторождение Мыс Корабль находится в южной части Кольского п-ова и представляет из себя серию минерализованных зон, сложенных кварцевыми (в том числе аметистовыми) и кварц-флюорит-баритовыми жилами. Тела пространственно связаны с участками трещиноватости и брекчированием вмещающих красноцветных песчаников терской свиты.

В районе месторождения был открыт новый гидротермальный тип проявлений – анхиминеральные гематитовые жилы (Зозуля и др., 2021; Соловьева и др., 2023). Жилы приурочены к двум системам трещин: северо-восточного и субширотного простирания. Наблюдаются два вида гематитовых жил: жилы выполнения, представленные отдельными телами с чёткими контактами с вмещающими песчаниками, указывающие на формирование тел при тектонической разгрузке, и, жилы замещения, представленные прожилками неправильной формы с постепенными переходами во вмещающие породы, что указывает на их метасоматическое происхождение. Жилы имеют мощность от 2 до 20 см, при протяжённости от 2 до 15 м. По минеральному составу жилы практически полностью сложены мелкокристаллическим пластинчатым гематитом (5–50 μm), в отдельных случаях пластинки гематита кристаллизуются в миароловых полостях достигая 100 μm. В жилах иногда встречаются тонкие (10–20 μm) кварцевые и баритовые прожилки, а также стяжения калиевого полевого шпата размером 100–200 μm.

Поскольку гематитовые жилы пространственно приурочены к участкам развития мезо-, эпитермальных кварцевых (аметистовых) и кварц-флюорит-баритовых жил месторождения Мыс Корабль, для них предполагается генезис в сходных условиях (интервал температур 50–200 °C и при давлении не более 1 кбар). На существенную роль эпитермальных процессов в формировании гематитовых жил указывают находки в последних редких зёрен киновари и минералов группы амальгамы серебра (Соловьева и др., 2024).

Методы

Химический состав минералов и BSE изображения получены с использованием растрового электронного микроскопа Leo-1450 (Carl Zeiss), оснащённым рентгеновским энергодисперсионным спектрометром UltimMax-100 (Oksford Instruments). Параметры анализа: ускоряющее напряжение – 20 кВ, ток зонда – 1.6 нА. Эталоны и аналитические линии: AlKα – $Y_3Al_5O_{12}$, SiKα – волластонит, NaKα – лоренценит, PKα – апатит, SKα – целестин, ClKα – атакамит, KKα – ортоклаз, CaKα – волластонит, FeKα – гематит, SrLα – целестин, YLα – $Y_3Al_5O_{12}$, LaLα – (La,Ce)S, CeLα – CeS, PrLα – $LiPr(WO_4)_2$, NdLα – $LiNd(MO_4)_2$, SmLα – $SmFeO_3$, GdLα – $Gd_3Fe_5O_{12}$.

Морфологические особенности и состав редкоземельных фосфатов

Одна из разновидностей редкоземельного фосфата отнесена к монациту-(Ce) и выделена по главной особенности химического состава – сумма оксидов катионов близкая или равна 100 мас. % (табл. 1), то есть минерал характеризуется безводным составом.

По форме выделения зёрен и парагенетическим ассоциациям монацит-(Ce) включает в себя три морфологических типа. Монацит I образует волокнистые агрегаты игольчатых кристаллов сноповидной формы размером от 20 до 60 μm (рис. 1 a) в стяжениях калиевого полевого шпата. Стяжения состоят из субидиоморфных и идиоморфных кристаллов калиевого полевого шпата размером до 100 μm (рис. 1 a). По форме стяжения имеют неправильную форму размером от 100–200 до 1000 μm (рис. 1 b, c). Монацит II наблюдается в виде тонких прожилков (до 10 μm), секущих основную гематитовую массу (рис. 1 c). Вероятно, прожилки являются каналами для поступления поздних гидротермальных растворов, богатых редкоземельными элементами, для последующего отложения редкоземельных фосфатов в стяжениях калиевого полевого шпата. Монацит III встречается в виде небольших агрегатов (до 30 μm) неправильной формы в гематитовой массе (рис. 1 d).

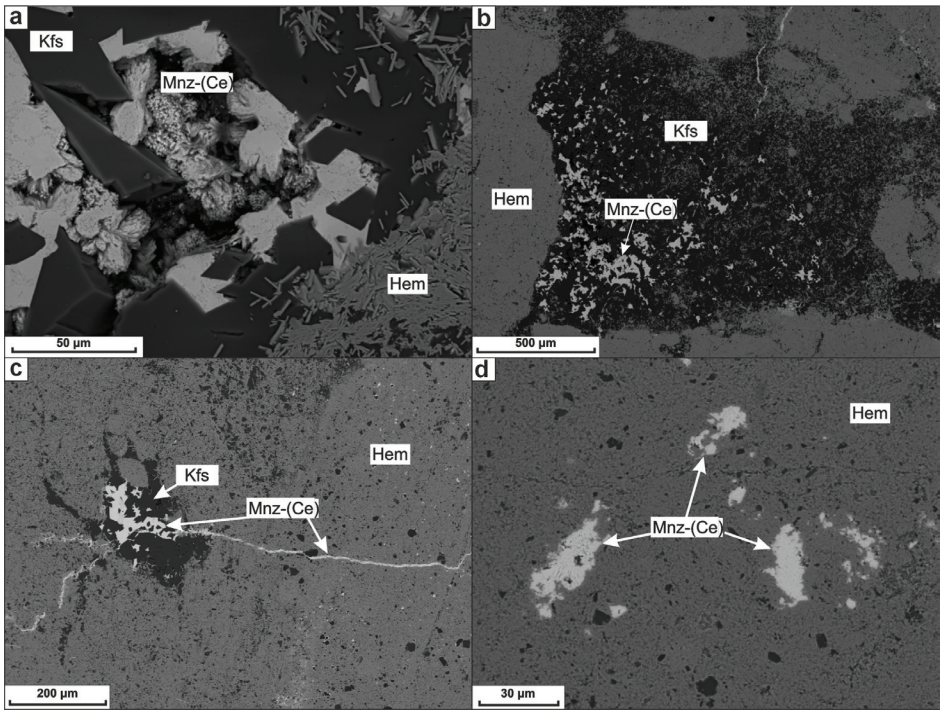


Рис. 1. Формы нахождения и парагенезисы монацита-(Ce) в гематитовых жилах месторождения Мыс Корабль (BSE изображения): a – сноповидные агрегаты игольчатых кристаллов монацита-(Ce) в стяжениях калиевого полевого шпата; b – стяжения калиевого полевого шпата с монацитом-(Ce) в гематитовой массе; c – прожилки монацита-(Ce) в гематитовой массе; d – ксеноморфные агрегаты монацита-(Ce) в гематитовой массе

Fig. 1. Forms of occurrence and parageneses of monazite-(Ce) in hematite veins of the Mys Korabl' deposit (BSE images): a – sheaf-shaped aggregates of needle-shaped monazite-(Ce) crystals in nodules of potassium feldspar; b – nodules of potassium feldspar with monazite-(Ce) in hematite mass; c – veinlets of monazite-(Ce) in hematite mass; d – anhedral aggregates of monazite-(Ce) in hematite mass

Все три морфологических типа монацита-(Ce) однородны по составу (табл. 1) и имеют усреднённую эмпирическую формулу $(Ce_{0.31}La_{0.24}Nd_{0.16}Ca_{0.14}Pr_{0.05}Y_{0.03}Sr_{0.03}Sm_{0.02})_{0.98}(P_{0.84}S_{0.10})_{0.94}O_4$. Сумма REE+Y для монацита-(Ce) находится в диапазоне от 0.68 до 0.97 ф. к., тяжёлые REE в монаците-(Ce) отсутствуют. В редких случаях содержание La достаточно высокое (0.30 ф. к.), что позволяет выделить в серии La-доминантный минеральный вид (табл. 1, № ан. 1). В монаците-(Ce) присутствуют следующие примеси: SrO (1.28–1.62 мас. %), FeO (0.21–5.15 мас. %), Cl (0.12–0.16 мас. %). Характерной особенностью минерала является повышенное содержание SO_3 (3.21–4.03 мас. %) и CaO (3.43–3.71 мас. %). Наличие в анализах незначительных примесей калия, натрия, кремнезёма и алюминия вероятно обусловлены влиянием калиевого полевого шпата.

Вторая разновидность редкоземельного фосфата отнесена к рабдофану-(Ce) по особенностям химического состава по аналогии с работами (Халезова, Князева, 1961; Bowles, Morgan, 1984; Berger et al., 2014; Макагонов, Котляров, 2016; Ondrejka et al., 2018; Belogub et al., 2021): 1) неполная сумма оксидов, что указывает на присутствие воды в составе минерала; 2) повышенные содержания CaO, Y_2O_3 и FeO и пониженные La_2O_3.

По форме выделения зёрен и парагенетическим ассоциациям данная разновидность редкоземельного фосфата (рабдофан-(Ce)) включает два морфологических типа. Рабдофан I встречается в виде комковидных агрегатов размером 1–10 μm в стяжениях калиевого полевого шпата преимущественно в ассоциации с уэкфилдитом-(Ce) [$CeVO_4$] (рис. 2 a, b). В отдельных случаях минерал обрастает уэкфилдит-(Ce) (рис. 2 c, d). Последний образует призматические и таблитчатые кристаллы размером до 15 μm (рис. 2 a, b, c). Такая ассоциация указывает на тесную парагенетическую связь и последовательность их кристаллизации. Рабдофан II обнаружен в околожильных песчаниках в виде удлинённых, призматических агрегатов размером 20–100 μm с пятнистой текстурой в ассоциации с пластинчатым гематитом (рис. 2 e, f).

Таблица 1. Представительные анализы монацита-(Ce) из гематитовых жил Мыс Корабль
Table 1. Representative analyses of monazite-(Ce) from hematite veins Mys Korabl'

Тип	Монацит I				Монацит II			Монацит III			
№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Al_2O_3	0.14	0.33	0.21	0.23	0.22	0.25	0.17		0.19	0.11	0.20
SiO_2	0.23	0.55	0.28	0.34	0.30	0.26	0.28	0.52	0.28	0.20	0.24
P_2O_5	27.58	27.09	27.89	27.44	26.38	26.84	27.68	26.29	27.32	27.00	26.75
SO_3	3.81	3.43	3.91	3.99	3.38	3.60	3.82	3.72	3.21	4.03	3.74
Cl	0.15	0.15	0.15	0.16	0.15	0.16	0.16	0.12	0.16	0.16	0.15
K_2O		0.39		0.22	0.10						
CaO	3.51	3.56	3.51	3.71	3.43	3.51	3.47	3.43	3.52	3.70	3.61
Y_2O_3	1.31	1.52	1.36	1.42	1.20	1.33	1.35	1.47	1.36	1.35	1.23
FeO	0.21	1.62	0.34	0.85	4.07	2.02	2.34	5.15	1.88	2.11	3.22
SrO	1.41	1.38	1.57	1.52	1.29	1.35	1.62	1.50	1.28	1.52	1.34
Ce_2O_3	19.76	29.21	24.31	27.51	27.67	21.37	20.98	23.76	22.07	21.69	19.65
La_2O_3	21.78	14.89	18.72	15.91	15.36	19.34	19.84	16.08	18.98	18.59	18.72
Nd_2O_3	13.53	10.98	12.38	11.96	10.63	13.06	13.23	11.70	13.33	13.6	13.99
Pr_2O_3	3.89	3.13	3.35	3.47	3.09	3.81	3.83	3.46	3.90	3.93	3.91
Sm_2O_3	1.29	1.10	1.28	1.26	1.13	1.18	1.30	1.16	1.28	1.48	1.40
Сумма	99.60	99.33	99.26	99.99	98.40	98.08	100.07	98.36	98.76	99.47	98.15
Коэффициенты формулы, рассчитанные на 4 атома кислорода											
Al	0.006	0.014	0.009	0.010	0.009	0.011	0.007		0.008	0.005	0.009
Si	0.009	0.020	0.010	0.012	0.011	0.010	0.010	0.019	0.010	0.007	0.009
P	0.876	0.829	0.864	0.839	0.810	0.836	0.865	0.800	0.852	0.842	0.834
S	0.107	0.093	0.107	0.108	0.092	0.099	0.106	0.100	0.089	0.111	0.103
Cl	0.009	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.010	0.001	0.002	0.002	0.002
K		0.018		0.010	0.005						
Ca	0.141	0.138	0.138	0.144	0.133	0.138	0.137	0.132	0.139	0.146	0.142
Y	0.026	0.029	0.026	0.027	0.023	0.026	0.027	0.028	0.027	0.026	0.024
Fe	0.007	0.049	0.010	0.026	0.123	0.062	0.072	0.155	0.058	0.065	0.099
Sr	0.031	0.029	0.033	0.032	0.027	0.029	0.035	0.031	0.027	0.032	0.029
Ce	0.271	0.386	0.326	0.364	0.368	0.288	0.284	0.312	0.298	0.292	0.265
La	0.301	0.198	0.253	0.212	0.206	0.263	0.270	0.213	0.258	0.253	0.254
Nd	0.181	0.142	0.162	0.154	0.138	0.172	0.174	0.150	0.175	0.179	0.184
Pr	0.053	0.041	0.045	0.046	0.041	0.051	0.052	0.045	0.052	0.053	0.052
Sm	0.017	0.014	0.016	0.016	0.014	0.015	0.017	0.014	0.016	0.019	0.018
Сумма	2.035	2.002	2.002	2.002	2.002	2.002	2.065	2.001	2.011	2.033	2.025

Иногда редкоземельный фосфат, образующий игольчатые агрегаты размером 5–10 μm, находится в пустотах среди крупнопластинчатого гематита (рис. 3). Для него были получены спектры, которые указывают на принадлежность минерала к Ce(REE)-P-O фазе. Однако, минерал по форме выделения подобен рабдофану. Авторы считают, что данный морфологический тип стоит относить к третьему морфологическому типу рабдофана-(Ce).

По химическому составу (табл. 2) рабдофан-(Ce) имеет усреднённую эмпирическую формулу $(Ce_{0.49}Ca_{0.25}La_{0.11}Nd_{0.11}Y_{0.05}Sr_{0.02})_{1.03}(P_{0.89}S_{0.04})_{0.93}O_4 \cdot nH_2O$. Минерал характеризуется неполной сум-

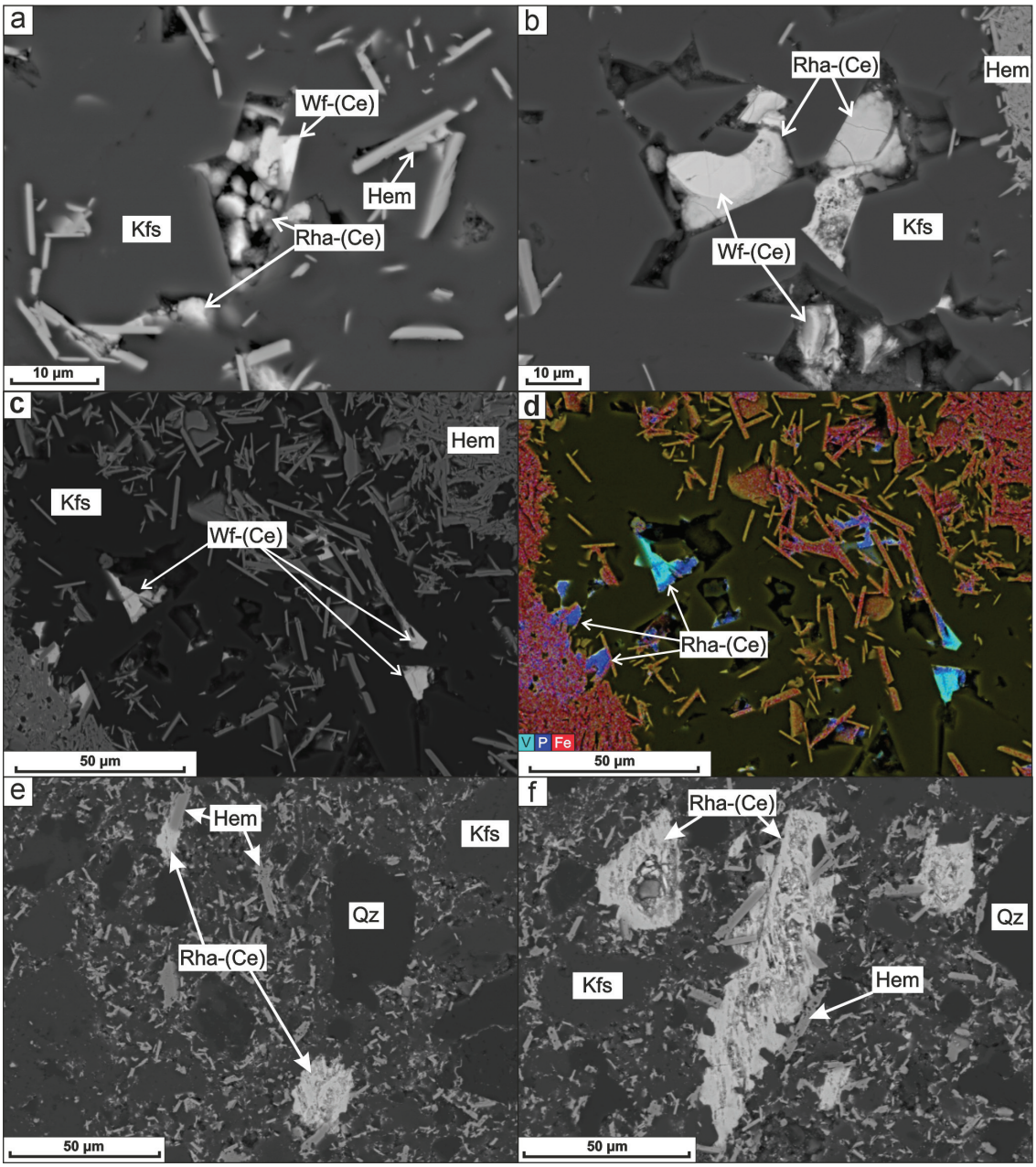


Рис. 2. Формы выделения и парагенезисы рабдофана-(Ce) в гематитовых жилах месторождения Мыс Корабль (BSE изображения): a, b – выделения рабдофана-(Ce) и уэкфилдита-(Ce) в пустотах из стяжений калиевого полевого шпата; c – обрастание уэкфилдита-(Ce) рабдофаном-(Ce); d – сводная элементная карта по V, P, Fe участка на рис. 2 c; e, f – агрегаты рабдофана-(Ce) неправильной и удлинённой формы в околожильных песчаниках

Fig. 2. Forms of rhabdophane-(Ce) occurrences and parageneses in hematite veins of the Mys Korabl' deposit (BSE images): a, b – rhabdophane-(Ce) and wakefieldite-(Ce) segregations in voids from potassium feldspar nodules; c – overgrowth of wakefieldite-(Ce) by rhabdophane-(Ce); d – summary elemental map for V, P, Fe of the site in Fig. 2 c; e, f – rhabdophane-(Ce) aggregates of irregular and elongated shape in wall-vein sandstones

мой оксидов (83.70–95.75 мас. %). REE+Y составляет 0.75–0.82 ф. к., при этом по распределению лёгких редкоземельных элементов значительно доминирует церий (Ce_2O_3: 28.25–39.64 мас. %, La_2O_3: 3.54–9.09 мас. %, Nd_2O_3: 4.80–8.69 мас. %)). В отличие от монацита-(Ce) в рабдофане-(Ce) отмечается повышенное содержание некоторых HREE (например, Gd_2O_3: 0.76–1.22 мас. %) и Y_2O_3 (1.87–2.50 мас. %). В рабдофане присутствуют значительные примеси CaO (5.09–6.68 мас. %), SrO (0.63–0.98 мас. %), FeO (1.13–2.30 мас. %), Cl (0.27–0.43 мас. %) и SO_3 (0.42–2.38 мас. %).

Таблица 2. Представительные анализы рабдофана-(Ce) из гематитовых жил
Table 2. Representative analyses of rhabdophane-(Ce) from hematite veins

Тип	Рабдофан I			Рабдофан II		
№ ан.	1	2	3	4	5	6
Al_2O_3		0.44				
SiO_2		0.67	0.34	0.66	0.21	0.39
Na_2O	0.52	0.84	0.79			
P_2O_5	24.57	27.04	27.35	25.70	24.38	25.93
SO_3	1.47	1.66	2.38	0.42	0.69	0.74
Cl	0.42	0.43	0.27	0.43	0.39	0.32
K_2O		0.37	0.24			
CaO	5.99	6.68	5.09	5.41	5.79	5.69
FeO		2.30	1.13			
SrO	0.63	0.70	0.98			
Y_2O_3	2.35	2.50	2.06	1.87	2.22	2.35
BaO				0.91	0.82	0.72
La_2O_3	5.02	3.54	9.09	8.93	7.98	8.41
Ce_2O_3	37.29	39.64	33.53	29.35	28.67	28.25
Pr_2O_3		0.64	2.16	2.19	1.87	2.13
Nd_2O_3	6.05	4.80	8.15	8.69	7.92	8.36
Sm_2O_3		0.59	1.43	1.59	1.54	1.62
Gd_2O_3			0.76	1.06	1.22	1.16
Сумма	84.31	92.84	95.75	87.21	83.7	86.07
Коэффициенты формулы, рассчитанные на 4 атома кислорода						
Al		0.020				
Si		0.026	0.013	0.027	0.009	0.016
Na	0.044	0.063	0.059			
P	0.910	0.890	0.890	0.890	0.880	0.900
S	0.048	0.048	0.069	0.013	0.022	0.023
Cl	0.031	0.032	0.020	0.034	0.031	0.025
K		0.018	0.012			
Ca	0.280	0.280	0.210	0.240	0.260	0.250
Fe		0.030	0.014			
Sr	0.016	0.016	0.022			
Y	0.055	0.052	0.042	0.041	0.050	0.051
Ba				0.015	0.014	0.012
La	0.081	0.051	0.129	0.135	0.125	0.127
Ce	0.596	0.562	0.472	0.440	0.447	0.425
Pr		0.009	0.030	0.033	0.029	0.032
Nd	0.094	0.066	0.112	0.127	0.120	0.123
Sm		0.008	0.019	0.022	0.023	0.023
Gd			0.010	0.014	0.017	0.016
Сумма	2.152	2.164	2.122	2.031	2.031	2.025

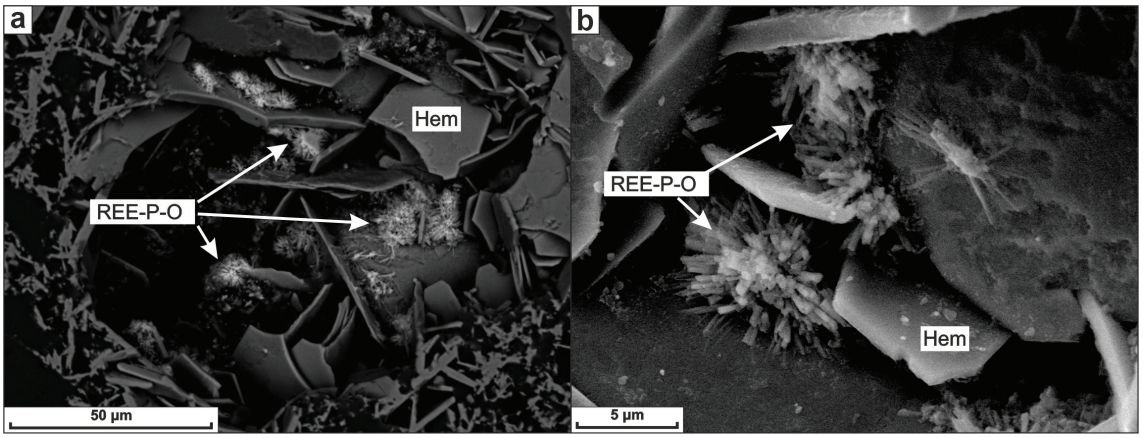


Рис. 3. Игольчатые скопления редкоземельного фосфата в пустотах жил в ассоциации с крупно-пластинчатым (до 20 μm) гематитом (BSE изображение)

Fig. 3. Needle-shaped aggregates of rare earth phosphate in vein voids in association with coarse-plate (up to 20 μm) hematite (BSE image)

Вхождение Ca и S в кристаллическую структуру монацита-(Ce) и рабдофана-(Ce) можно предположить за счёт следующей схемы изоморфизма: $Ce^{3+}+P^{5+}\leftrightarrow Ca(Sr)^{2+}+S^{6+}$ (Кухаренко и др., 1961; Ondrejka et al., 2018; Belogub et al., 2021).

Ряд исследователей указывали на вхождение Ca^{2+} в структуру монацита за счёт возможной компенсации Ce^{4+} (Orlova et al., 2001; Kitaev et al., 2004). Для исследованного рабдофана-(Ce) может быть предложена следующая схема замещения $2REE^{3+} \leftrightarrow Ca^{2+}+Ce^{4+}$. Предполагаемое присутствие Ce^{4+} в рабдофане-(Ce) в совокупности с наблюдаемой парагенетической ассоциацией минерала с уэкфилдитом-(Ce) указывают на высокоокислительные условия кристаллизации рабдофана-(Ce). При этом минерал мог образоваться либо путём изменения и гидратации монацита в гидротермально изменённых песчаниках (рабдофан II), либо путём полной мобилизации и осаждения редкоземельных элементов из гидротермальных растворов в самих гематитовых жилах (рабдофан I).

Выводы

Полученные данные о морфологии и особенностях химического состава редкоземельных фосфатов гематитовых жил позволяют выделить две разновидности: монацит-(Ce) и рабдофан-(Ce).

Текстурные взаимоотношения редкоземельных фосфатов с гематитом, калиевым полевым шпатом, уэкфилдитом-(Ce) указывают на следующую последовательность образования минералов: гематит → КПШ → монацит-(Ce) → уэкфилдит-(Ce) → рабдофан-(Ce).

Вхождение Ca и S в кристаллическую структуру монацита-(Ce) и рабдофана-(Ce) можно предположить за счёт следующих схем изоморфизма: $Ce^{3+}+P^{5+}\leftrightarrow Ca(Sr)^{2+}+S^{6+}$ и/или $2REE^{3+}\leftrightarrow Ca^{2+}+Ce^{4+}$.

Рабдофан-(Ce) мог образоваться либо путём изменения монацита, либо путём полной мобилизации и осаждения редкоземельных элементов из гидротермальных растворов.

Благодарности

Работа поддержана Российским научным фондом (грант № 22-17-20002).

Литература

1. Зозуля Д. Р., Соловьёва А. Н., Чикирёв И. В. Уникальные гематитовые жилы Терского побережья, Кольский регион: состав, структурно-текстурные особенности и генезис // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. № 18. С. 177–182.
2. Кухаренко А. А., Булах А. Г., Бакланова К. А. Сульфат-монацит из карбонатитов Кольского полуострова // Записки всесоюзного минералогического общества. 1961. Ч. 90. № 4. С. 373–381.
3. Макагонов Е. П., Котляров В. А. Редкоземельная минерализация в щелочных и субщелочных породах Балбукского комплекса (Южный Урал) // Минералогия. 2016. № 2. С. 34–43.

4. Соловьева А. Н., Зозуля Д. Р., Савченко Е. Э. Гидротермальные гематитовые жилы и брекчии с редкоземельной минерализацией аметистового месторождения Мыс Корабль (Кольский регион) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2023. № 4. С. 75–90.
5. Соловьева А. Н., Зозуля Д. Р., Савченко Е. Э., Борисенко Е. С. Халькофильная минерализация в гематитовых жилах аметистового месторождения Мыс Корабль (Кольский полуостров): следствия для формирования Fe(Cu,Ag)-S-O парагенезисов // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2024. № 3. С. 48–59.
6. Халезова Е. Б., Князева Д. Н. Рабдофанит Вишневых гор // Труды Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана. 1961. № 12. С. 235–238.
7. Belogub E. V., Shilovskikh V. V., Novoselov K. A., Blinov I. A., Filippova K. A. Authigenic rhabdophane from brown iron ore of the oxidation zone of the Babaryk massive sulfide occurrence (South Urals): scanning electron microscope (SEM) and electron backscattered diffraction (EBSD) study // Eur. J. Mineral. 2021. V. 33. P. 605–620. https://doi.org/10.5194/ejm-33-605-2021.
8. Berger A., Gnos E., Janots E., Fernandez A., Giese J. Formation and composition of rhabdophane, bastnasite and hydrated thorium minerals during alteration: implications for geochronology and low-temperature processes // Chemical Geology. 2008. V. 254 (3). P. 238–248.
9. Berger A., Janots E., Gnos E., Frei R., Bernier F. Rare earth element mineralogy and geochemistry in a laterite profile from Madagascar // Applied Geochemistry. 2014. No. 41. P. 218–228.
10. Bowles J. F. W., Morgan D. J. The composition of rhabdophane // Mineralogical Magazine. 1984. V. 48, No. 1. P. 146–148.
11. Kitaev D. B., Volkov Y. F., Orlova A. I. Orthophosphates of tetravalent Ce, Th, U, Np, and Pu with the monazite structure // Radiochemistry. 2004. V. 46. P. 211–217.
12. Nagy G., Draganits E., Demény A., Pantó G., Arkai P. Genesis and transformations of monazite, florencite and rhabdophane during medium grade metamorphism: examples from the Sopron Hills, Eastern Alps // Chem Geol. 2002. V. 191. P. 25–46.
13. Ondrejka M., Bačík P., Sobocký T., Uher P., Škoda R., Mikuš T., Luptáková J., Konečný P. Minerals of the rhabdophane group and the alunite supergroup in microgranite: products of low-temperature alteration in a highly acidic environment from the Velence Hills, Hungary // Mineralogical Magazine. 2018. V. 82, No. 6. P. 1277–1300.
14. Orlova A. I., Kitaev D. B., Volkov Y. F., Pet'kov V. I., Kurazhkovskaya V. S., Spiridonova M. L. Double phosphates of Ce(IV) and some mono and bivalent elements // Radiochemistry. 2001. V. 43. P. 225–228.
15. Smith M. P., Henderson P., Campbell L. S. Fractionation of the REE during hydrothermal processes: constraints from the Bayan Obo Fe–REE–Nb deposit, Inner Mongolia, China // Geochimica and Cosmochimica Acta. 2000. V. 64. P. 3141–3160.

Гачингит $Au(Te_{1-x}Se_x)$ из Озерновского золоторудного месторождения (Камчатка)

Стрельников М. В. [1], **Япаскурт В. О.** [1], **Бритвин С. Н.** [2], **Плетнёв П. А.** [1], **Пеков И. В.** [1]
[1] *Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, sva240319600@yandex.ru*
[2] *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург sbritvin@gmail.com*

Аннотация. Гачингит найден в барит-кварцевых участках брекчированных диккит-кварцевых жил, богатых самородным теллуром, на участке БАМ Озерновского золоторудного месторождения (Камчатка). Он образует выделения неправильной формы размером от 5 до 80 мкм в кварце. С ним тесно ассоциируют селенодантопаит(?) и парагуанахуатит. В зоне окисления гачингит замещается агрегатом теллуритов Fe и самородного золота. Химический состав гачингита отвечает общей формуле $Au(Te_{1-x}Se_x)$, где $0.4 \le x \le 0.6$, что расширяет представления о пределах замещений Se-Te в этом твердом растворе, для которого ранее фиксировались значения x от 0.2 до 0.5. Принадлежность озерновского образца с составом $Au_{1.00}(Se_{0.51}Te_{0.49})_{\Sigma 1.00}$ к структурному типу гачингита подтверждена рентгенографически: это первые рентгенодифракционные данные для природного гачингита. Параметры его ромбической элементарной ячейки: a = 7.56(3), b = 5.742(11), c = 8.93(3) Å, V = 387.8(12) Å^3.

Ключевые слова: Озерновское месторождение, гачингит, селено-теллуриды золота, минералогия эпитермальных месторождений, изоморфизм селена и теллура.

Gachingite $Au(Te_{1-x}Se_x)$ from the Ozernovskoe gold deposit (Kamchatka)

Strelnikov M. V. [1], **Yapaskurt V. O.** [1], **Britvin S. N.** [2], **Pletnev P. A.** [1], **Pekov I. V.** [1]
[1] *Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, sva240319600@yandex.ru*
[2] *Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, sbritvin@gmail.com*

Abstract. Gachingite was found in baryte-quartz sections of brecciated dickkite-quartz veins, enriched with native tellurium, at the BAM area of the Ozernovskoe gold deposit (Kamchatka, Russia). It forms irregularly shaped grains ranging in size from 5 to 80 μm embedded in quartz. Selenodantopaite(?) and paraguanajuatite are closely associated with gachingite. In the oxidation zone, gachingite is replaced by an aggregate of Fe tellurites and native gold. The chemical composition of gachingite corresponds to the formula $Au(Te_{1-x}Se_x)$, where $0.4 \le x \le 0.6$, which expands the understanding of the limits of Se-Te substitutions in this solid solution, for which values of x from 0.2 to 0.5 were previously noted. The belonging of the Ozernovskoe sample with the composition $Au_{1.00}(Se_{0.51}Te_{0.49})_{\Sigma 1.00}$ to the structural type of gachingite has been confirmed by the X-ray powder diffraction: these are the first X-ray diffraction data for natural gachingite. The parameters of its orthorhombic unit cell are: a = 7.56(3), b = 5.742(11), c = 8.93(3) Å, V = 387.8(12) Å^3.

Keywords: Ozernovskoe deposit, gachingite, selenio-tellurides of gold, mineralogy of epithermal deposits, isomorphism of selenium and tellurium.

Введение

Озерновское золоторудное месторождение расположено в 150 км к северу от пос. Ключи Карагинского района Камчатского края и относится к эпитермальным месторождениям золото-теллуридного типа (AS/HS: Kovalenker, Plotinskaya, 2005; Spiridonov et al., 2009, а также ссылки в этих работах). В геологическом отношении оно приурочено к Правоукинской вулкано-тектонической структуре неогенового возраста, которая расположена на пересечении Главного Камчатского разлома и Палано-Командорской системы разломов в пределах Центрально-Камчатского вулкано-плутонического пояса. Благороднометальная (золотая и серебряная) минерализация Озерновского рудного поля пространственно связана с мощными зонами аргиллизации субвулканических тел пропилитизированных андезитов и андезибазальтов (Определить…, 1991; Kovalenker, Plotinskaya, 2005, а также ссылки в этих работах). В пределах Озерновского рудного поля выделены два месторождения (Озерновское и Каюрковское) и ряд проявлений (Прометей, Конгломератовый, Малютка

и др.). Озерновское месторождение подразделяется на три крупных участка: БАМ, Промежуточный и Хомут (Определить…, 1991). На данный момент карьерами разрабатываются участки БАМ и Хомут.

Недавно на Озерновском месторождении в рудах, богатых самородным теллуром, был обнаружен малетойваямит $Au_3Se_4Te_6$. Примечательно, что этот крайне редкий селено-теллурид является, по всей видимости, главной минеральной формой золота в одном из типов руд участка БАМ (Кудаева и др., 2024; Стрельников и др., 2024). Это позволило говорить о выделении в пределах месторождения нового типа руд (Кудаева и др., 2024). Чрезвычайно разнообразные в минералогическом аспекте руды Озерновского месторождения ещё недостаточно исследованы и требуют дальнейшего изучения.

Гачингит $Au(Te_{1-x}Se_x)$ – исключительно редкий селено-теллурид золота, открытый в 2022 г. на золото-серебряном рудопроявлении Гачинг в пределах Малетойваямского рудного узла на севере Камчатки и более нигде пока не отмечавшийся. Он описан с формулой $Au(Te_{1-x}Se_x)$, в которой $x = 0.2–0.5$. Гачингит образует субизометричные включения размером от 2 до 10 мкм в зёрнах самородного золота (Tolstykh et al., 2022). По причине малого размера выделений этот минерал не был исследован рентгенографически: его кристаллографические и структурные характеристики частично приведены по данным для синтетического аналога, а частично получены с использованием методов дифракции отражённых электронов (EBSD) и КР-спектроскопии.

В настоящей работе изучен гачингит, найденный нами в рудах Озерновского месторождения, в т. ч. впервые приведены результаты рентгенографического исследования природного образца этого минерала.

Материалы и методы

Исследован каменный материал, собранный одним из авторов (М.В.С.) в 2024 г. Все изученные в данной работе образцы происходят из Второго рудного тела участка БАМ.

Изучение полированных препаратов руд Озерновского месторождения выполнено под поляризационным микроскопом Carl Zeiss Axioplane 2 на кафедре минералогии МГУ имени М. В. Ломоносова.

Определение химического состава и изучение микроморфологии минералов и их взаимоотношений выполнено методами сканирующей электронной микроскопии и электронно-зондового анализа. Использовался сканирующий электронный микроскоп Jeol JSM-6480LV, оснащённый энергодисперсионным спектрометром INCA X-Max^n, в Лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии МГУ имени М.В. Ломоносова. Для количественного анализа выбирались только зёрна размером более 20 мкм.

Порошковые рентгенограммы получены на дифрактометре Rigaku R-AXIS Rapid II с цилиндрическим детектором (монохроматизированное Co*K*α-излучение, 40 кВ, 15 мА, экспозиция 15 мин; геометрия Дебая–Шеррера, d = 127.4 мм). Дифракционные данные проинтегрированы в программном комплексе *Osc2Tab* (Бритвин и др., 2017). Расчёт параметров элементарных ячеек осуществлялся с помощью программного обеспечения STOE WinXPOW Crystallinity, версия 2.02.

Результаты и их обсуждение

Гачингит на Озерновском месторождении приурочен к «ураганно» богатым самородным теллуром диккит-кварцевым жилам в аргиллизитах. По всей видимости, такие богатые теллуром и селено-теллуридами золота жилы следует отнести к теллур-сильванит-голдфилдит-диккит-кварцевому рудному комплексу, по классификации, приведенной в работе (Определить..., 1991). Гачингит здесь находится в пределах барит-кварцевых гнёзд и кокард чёрного цвета в брекчированных участках жил (рис. 1 a). Он преимущественно ассоциирует с селенистым самородным теллуром, минералом с идеализированной формулой $Ag_5Bi_{13}Se_{22}$ (селенодантопаитом?) и парагуанахуатитом (рис. 1 b, c, d). Гачингит образует несколько вытянутые обособления неправильной формы размером от 5 до 80 мкм в кварце. С селенодантопаитом (?) он нередко образует сростки (рис. 1 e, f).

В зоне окисления гачингит замещается поитом, мандариноитом, сонораитом, парателлуритом, теллуритом, самородными золотом и селеном (рис. 1 f). Нередко можно встретить полные псевдоморфозы тонкого агрегата сонораита и золота по гачингиту.

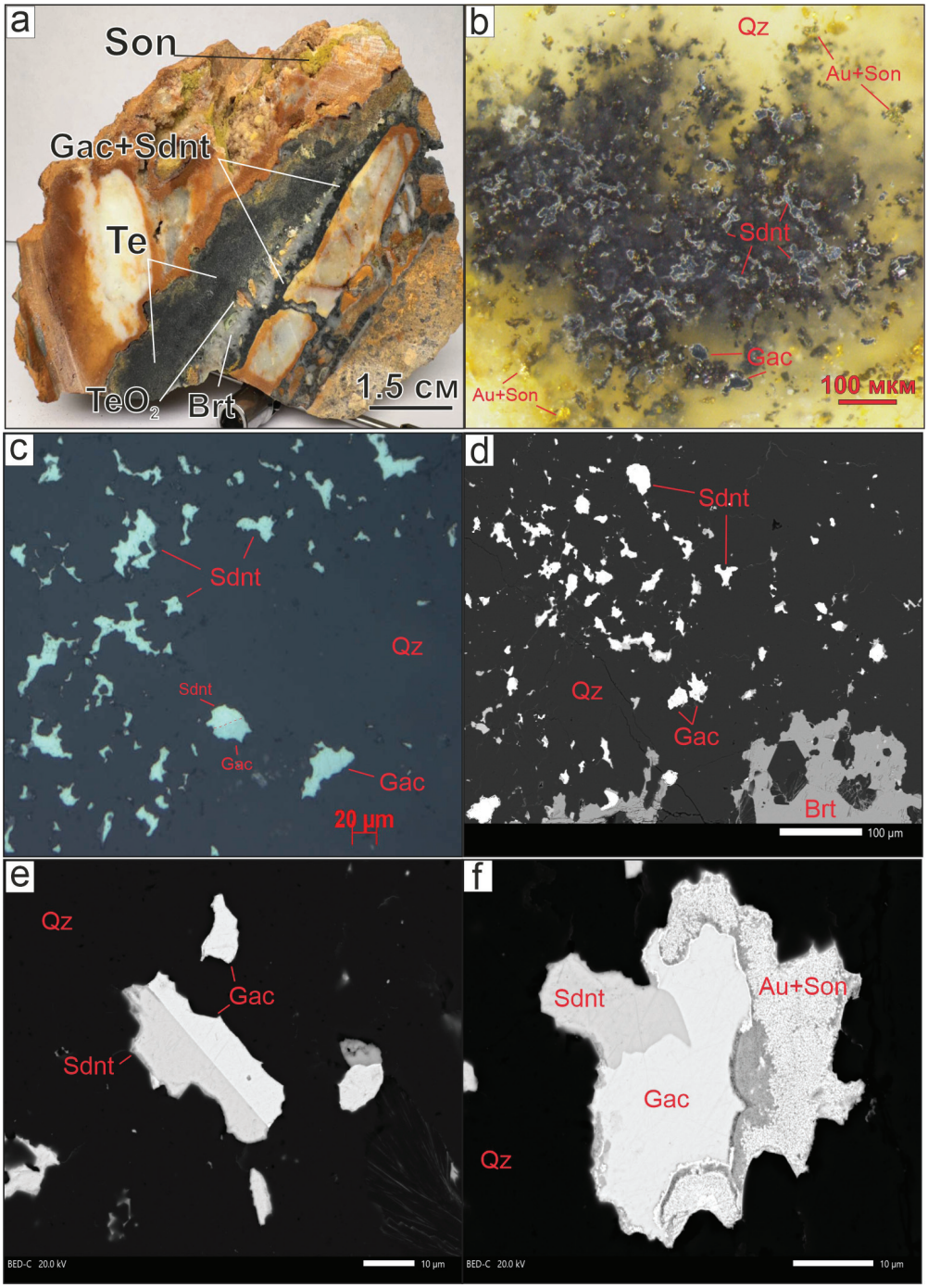


Рис. 1. a – Фрагмент теллур-диккит-барит-кварцевой жилы с кокардово-брекчиевой текстурой в тектонизированных аргиллизитах монокварцевой фации; b, c – обособления гачингита и селенодантопаита(?) в кварце. Фотографии в отражённом свете; все последующие изображения сделаны под сканирующим электронным микроскопом в режиме отражённых электронов; d – барит, селенодантопаит(?) и гачингит в кварце; e – сросток гачингита и селенодантопаита(?); f – частичная псевдоморфоза золота и сонораита по сростку гачингита и селенодантопаита(?). Использованные символы минералов: Gac – гачингит, Son – сонораит, Sdnt – селенодантопаит(?), Te – селенистый самородный теллур, Brt – барит, Qz – кварц, Au – самородное золото

Fig. 1. a – Fragment of a tellurium-dickite-baryte-quartz vein with a cockade-breccia texture in tectonized argillisites of the monoquartz facies; b, c – Separations of gachingite and selenodanthopaite(?) in quartz. Photos in reflected light; all subsequent images were taken under a scanning electron microscope in BSE mode; d – Baryte, selenodantopaite(?) and gachingite in quartz; e – An intergrowth of gachingite and selenodantopaite(?); f – An intergrowth of gachingite and selenodantopaite(?) that is partly replaced by an aggregate of gold and sonoraite. The mineral symbols used are: Gac – gachingite, Son – sonoraite, Sdnt – selenodantopaite(?), Te – se-bearing native tellurium, Brt – baryte, Qz – quartz, Au – native gold

В отражённом свете гачингит имеет серую окраску с голубоватым оттенком (рис. 1 с), обладает сильными двуотражением и анизотропией от голубоватого-серого до сине-серого. Внутренние рефлексы замечены не были.

По химическому составу гачингит из Озерновского месторождения чаще всего близок к наиболее высокоселенистому гачингиту из рудопроявления Гачинг (Tolstykh et al., 2022; табл. 1); как правило он содержит небольшую, не более 0.8 мас. %, примесь Ag. Однако некоторые анализы отвечают более селенистой разновидности (или Se-доминантному аналогу?) этого минерала – с содержанием Se до 16.65 мас. %, что отвечает формуле $Au_{1.01}(Se_{0.61}Te_{0.38})_{\Sigma 0.99}$.

Таблица 1. Химический состав гачингита (мас. % и формулы) из руд участка БАМ Озерновского месторождения (наши данные) и из руд проявления Гачинг (по Tolstykh et al., 2022)

Table 1. Chemical composition of gachingite (wt. % and formula) from ores of the BAM area of the Ozernovskoe deposit (our data) and from ores of the Gaching ore occurrence (after Tolstykh et al., 2022)

№ образца и анализа	Au	Ag	Te	Se	Сумма	Формула
Sepav_2_2-05	65.41	–	25.09	10.57	101.07	$Au_{1.00}(Se_{0.40}Te_{0.59})_{\Sigma 0.99}$
Sepav_2_2-07	64.85	–	25.03	10.3	100.17	$Au_{1.00}(Se_{0.40}Te_{0.60})_{\Sigma 1.00}$
Sepav_2_2-12	64.73	–	25.42	10.14	100.29	$Au_{1.00}(Se_{0.39}Te_{0.61})_{\Sigma 1.00}$
Sepav_2_2-13	65.61	–	24.33	11.04	100.98	$Au_{1.00}(Se_{0.42}Te_{0.58})_{\Sigma 1.00}$
Sepav_2_2-19	68.36	0.05	16.75	16.65	101.8	$Au_{1.01}(Se_{0.61}Te_{0.38})_{\Sigma 0.99}$
Sepav_2_2-20	65.79	0.09	20.84	13.35	100.07	$Au_{1.00}(Se_{0.51}Te_{0.49})_{\Sigma 1.00}$
G-1C 3_5*	62.64	0.46	30.67	6.80	100.57	$(Au_{0.98}Ag_{0.01})_{\Sigma 0.99}(Se_{0.27}Te_{0.74})_{\Sigma 1.01}$
3a*	61.46	0.74	27.72	9.84	99.76	$(Au_{0.94}Ag_{0.02})_{\Sigma 0.96}(Se_{0.38}Te_{0.66})_{\Sigma 1.04}$
G-1C 3_6*	65.15	0.54	22.60	13.47	101.76	$(Au_{0.97}Ag_{0.01})_{\Sigma 0.98}(Se_{0.50}Te_{0.52})_{\Sigma 1.02}$

Примечание. Расчёт формул произведён на сумму атомов, равную 2.*Анализы из работы (Tolstykh et al., 2022).

Для рентгеновских исследований было выбрано зерно из образца O24-6-sepav-2 состава $Au_{1.00}(Se_{0.51}Te_{0.49})_{\Sigma 1.00}$. Полученная порошковая дифрактограмма однозначно отвечает гачингиту; помимо его рефлексов на дифрактограмме наблюдались линии примесных барита, кварца и сонораита. Основные отражения дифрактограммы и рассчитанные по ним параметры ромбической элементарной ячейки озерновского гачингита приведены в табл. 2. Небольшие различия в параметрах элементарной ячейки озерновского гачингита и синтетического образца (Tolstykh et al., 2022) обусловлены их слабо отличающимся химическим составом.

Таблица 2. Главные отражения порошковой рентгенограммы и рассчитанные по ним параметры ромбической элементарной ячейки гачингита из обр. O24-6-sepav-2 на порошковой рентгенограмме; для сравнения приведены данные для синтетического аналога гачингита из статьи (Tolstykh et al., 2022)

Table 2. Main reflections on the X-ray powder diffraction pattern and orthorhombic unit cell dimensions of gachingite from the Ozernovskoe deposit (sample O24-6-sepav-2); for comparison, data on synthetic analogue of gachingite from the article (Tolstykh et al., 2022) are given

hkl	002	112	202	021	221
	d (Å), *I* (%)	*d* (Å), *I* (%)	*d* (Å), *I* (%)	*d* (Å), *I* (%)	*d* (Å), *I* (%)
O24-6-sepav-2	4.46, 34	3.20, 32	2.89, 99	2.73, 100	2.21, 81**
Tolstykh et al., 2022*	4.461, 65	3.194, 36	2.883, 99	2.734, 100	2.215, 51

Образец	Формула	*a*, Å	*b*, Å	*c*, Å	*V*, Å³
O24-6-sepav-2	$Au_{1.00}(Se_{0.51}Te_{0.49})_{\Sigma 1.00}$	7.56(3)	5.742(11)	8.93(3)	387.8(12)
Tolstykh et al., 2022*	$Au_{1.00}(Se_{0.47}Te_{0.53})_{\Sigma 1.00}$	7.5379(12)	5.7415(10)	8.8985(13)	385.12(11)

Примечание. *Данные для синтетического аналога гачингита; **интенсивность этого рефлекса несколько завышена в связи перекрытием линии гачингита с линией барита (d = 2.210 Å, I = 28 % для чистого барита).

Заключение

В рудах участка БАМ Озерновского золоторудного месторождения (Ц. Камчатка) установлен гачингит, идентификация которого однозначно подтверждена данными оптической микроскопии, электронно-зондового анализа и порошковой рентгенографии (рентгенографическое изучение гачингита на природном материале выполнено впервые). Это вторая находка гачингита в мире.

По химическому составу (величине отношения Se:Te) некоторые образцы гачингита из Озерновского месторождения заметно отличаются от гачингита из его первоначального местонахождения – рудопроявления Гачинг на севере Камчатки: содержание селена в отдельных его кристаллах достигает 16.65 мас. %, что отвечает формуле $Au_{1.01}(Se_{0.61}Te_{0.38})_{\Sigma 0.99}$, которая «выходит за рамки» вариаций состава этого минерала, предложенных Н. Д. Толстых с коллегами: $Au(Te_{1-x}Se_x)$ $0.2 \approx x \leq 0.5$ (Tolstykh et al., 2022). Наши данные не только расширяют представления об изоморфизме между Se и Te в этом природном твёрдом растворе, но и дают основания для уточнения его формулы. Не затрагивая вопроса о возможном номенклатурном статусе этого минерала (высокоселенистая разновидность или Se-доминантный аналог гачингита?), отметим, что предложенный первооткрывателями гачингита $Au(Te_{1-x}Se_x)$ диапазон значений x может быть расширен: $0.2 \approx x \leq 0.6$.

Гачингит является новой и, вероятно, достаточно распространённой минеральной формой золота на Озерновском месторождении. Его богатые скопления в барит-кварцевых с селенидами и Se-содержащим самородным теллуром агрегатах позволяют, пусть пока и с осторожностью, говорить о выделении в пределах участка БАМ Озерновского месторождения нового типа благороднометальной минерализации. Однако этот вопрос, конечно, требует дальнейшего, более подробного изучения.

Благодарности

Коллектив авторов выражает огромную благодарность руководству, геологам и всем сотрудникам АО «СиГМА», которые оказали неоценимую помощь в сборе материала для исследований.

Работа выполнена в рамках государственного задания МГУ имени М. В. Ломоносова, госбюджетная тема № 121061600049-4.

Литература

1. Бритвин С. Н., Доливо-Добровольский Д. В., Кржижановская М. Г. Программный пакет для обработки рентгеновских порошковых данных, полученных с цилиндрического детектора дифрактометра Rigaku Raxis Rapid II // Записки РМО. 2017. Т. 146, № 3. С. 104–107.
2. Определить критерии локализации и вещественный состав золотоносных образований Озерновского рудного поля / Ред. С. С. Вартанян. М. Изд-во: ЦНИГРИ, 1991. 185 с.
3. Спиридонов Э. М., Филимонов С. В., Брызгалов И. А. Твёрдый раствор фишессерит-науманнит в рудах вулканогенного месторождения золота Озерновское, Камчатка // Доклады АН. 2009. Т. 425, № 3. С. 391–394.
4. Стрельников М. В., Пеков И. В., Япаскурт В. О., Ксенофонтов Д. А., Плетнёв П. А. Высокоселенистый самородный теллур из озерновского месторождения (Камчатка): Матер. Годичного собрания РМО «Минералогические исследования в интересах развития минерально-сырьевого комплекса России и создания современных технологий». Апатиты. Изд-во: ФИЦ КНЦ РАН, 2024. С. 340–341.
5. Kovalenker V. A., Plotinskaya O. Yu. Te and Se mineralogy of Ozernovskoe and Prasolovskoe epithermal gold deposits, Kuril – Kamchatka volcanic belt // Geochemistry, Mineralogy and Petrology. 2005. V. 43. P. 14–19.
6. Kudaeva Sh. S., Kozlov V. V., Skilskaya E. D., Sergeeva A. V., Tolstykh N. D., Shkilev I. A. New type of gold-bearing mineralization at the Ozernovskoe Au–Te–Se epithermal deposit (Central Kamchatka, Russia) // Geology of Ore Deposits. 2024. V. 66, No. 5. P. 547–569. https://doi.org/10.1134/S1075701524600427.
7. Tolstykh N. D., Tuhý M., Vymazalová A., Laufek F., Plášil J., Košek F. Gachingite, Au(Te1–xSex) 0.2 ≈ x ≤ 0.5, a new mineral from Maletoyvayam deposit, Kamchatka peninsula, Russia // Mineralogical Magazine. 2022. V. 86, No. 2. P. 205–213. https://doi.org/10.1180/mgm.2022.9.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 207–212

Монациты Большетурупьинского проявления (Северный Урал): Th-U-Pb данные

Удоратина О. В. [1], **Вирюс А. А.** [2], **Козырева И. В.** [1]
[1] *Институт гологии Коми НЦ УрО РАН им. Н. П. Юшкина, Сыктывкар, taykey@yandex.ru*
[2] *Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, allavirus@yandex.ru*

Аннотация. Монацит является одним из минералов-концентраторов редкоземельных элементов в комплексных (Be-Ta-Nb-Zr-TR) щелочных метасоматитах Большетурупьинского проявления на Северном Урале. Щелочные (альбитовые) метасоматиты развиваются по первично вулканогенно-осадочному субстрату верхнерифей-вендских отложений саблегорской свиты. Монацит (мас. %) цериевый ($Ce_2O_3 > La_2O_3$): Ce_2O_3 – до 35, содержания La_2O_3 и Nd_2O_3 до 13, содержания ThO_2 до 2. Проведенное Th-U-Pb (CHIME) датирование монацита показало возраст 384 ± 95 млн лет.

Ключевые слова: монацит, Th-U-Pb датирование, щелочные метасоматиты, Северный Урал.

Monazites of the Bolsheturupinsky occurrence (Northern Urals): Th-U-Pb data

Udoratina O. V. [1], **Viryus A. M.** [2], **Kozyreva I. V.** [1]
[1] *IG FRC KomiSC, UB RAS, Syktyvkar, taykey@yandex.ru*
[2] *IEM RAS, Chernogolovka, allavirus@yandex.ru*

Abstract. Monazite is one of the rare earth element concentrating minerals in complex (Be-Ta-Nb-Zr-TR) alkaline metasomatites of the Bolsheturupinsky occurrence in the Northern Urals. Alkaline (albite) metasomatites develop on the primary volcanogenic-sedimentary substrate of the Upper Riphean-Vendian deposits of the Sablegorsk suite. Monazite (wt. %) cerium ($Ce_2O_3 > La_2O_3$): Ce_2O_3 – up to 35, La_2O_3 and Nd_2O_3 contents up to 13, ThO_2 contents up to 2. The Th-U-Pb (CHIME) dating of monazite showed an age of 384±95 Ma.

Keywords: monazite, Th-U-Pb dating, alkaline metasomatites, Northern Urals.

Введение

Датирование по рудным минералам на сегодняшний день имеет широкое применение при определении времени формирования рудных ассоциаций. Для монацита, наряду с другими минералами-геохронометрами, разработаны различные методики определения возраста. Одной из широко используемых методик является химическое изохронное датирование (chemical Th-U-total Pb isochron method – CHIME), разработанное Сузуки (Suzuki, Kato, 2008). Методом CHIME, основанном на электронно-зондовом рентгеноспектральном определении Th, U и Pb, можно выполнять датирование мелких зерен, отдельных зон неоднородных по составу монацитов непосредственно в шлифах. Метод также является экспрессным и недорогим. В представленной работе методом CHIME было выполнено датирование монацитов Большетурупьинского проявления на Северном Урале.

Краткая характеристика Большетурупьинского проявления

Комплексное (Be-Ta-Nb-TR) рудопроявление расположено на восточном склоне Северного Урала в истоках рек Бол. Турупья, Мал. Туяхланья. Структурно район располагается в Центрально-Уральской формационной мегазоне, Ляпинской структурно-формационной зоне, Хобеизско-Маньхамбовской подзоне.

Рудоносные зоны приурочены к надвигу, разделяющему мороинскую (RF_3mr) и саблегорскую (RF_3–V_1sb_2) свиты, вдоль которого образовались узкие тектонические пластины палеозойских пород, представленных хомасьинской ($O_{1-2}hm$) свитой. Согласно (Геологическая…, 2018) рудоносные породы проявления полностью локализованы в поле саблегорских отложений.

Рудопроявление состоит из трех участков и приурочено к Турупьинской кольцевой структуре. Протяженность рудных тел составляет до 1800 м при общем субмеридиональном простира-

нии трех рудных участков на 6 км и ширине до 150 м. Поведение на глубину остается неясным. Щелочно-карбонатные породы слагают линзообразные тела без четких видимых границ, развивающиеся по субстрату первично вулканогенно-осадочных отложений.

Первично-осадочные породы распознаются по присутствию сохранившихся псаммитовых и псаммитоалевритовых структур и окатанных обломков минералов, в том числе с регенерационными каймами.

Прямым свидетельством вулканогенной природы части субстрата является присутствие участков с реликтовыми микрофельзитовой или аплитовой микроструктурами. Наблюдаются линзы первично-осадочных карбонатных пород кальцит-доломитового состава. В породах интенсивно развиты процессы альбитизации, окварцевания, карбонатизации (Никулова, Удоратина, 2008).

Минералы рудного комплекса представлены цирконом, колумбитом (Fe-колумбит и Mn-колумбитом), бастнезитом, монацитом, фенакитом, гентгельвином, эвклазом (Калиновский, Суханов, 1985).

Формационно метасоматические измененные породы рассматриваются в ранге эйситовой формации, фельдшпатитовой (квальмитовой) метасоматической формации, редкоземельно-редкометалльной апогранитовой и щелочных метасоматитов рудной метасоматической формации (Государственная…, 2018).

Нами по данным микрозондовых исследований установлено, что тонкодисперсный рудный комплекс приурочен к маломощным слюдистым прожилкам в слюдисто-карбонат-кварц-альбитовых сланцах. Слюдистые прожилки насыщены тонкими нитеподобными выделениями циркона и изометричной либо неправильной формы зернами колумбита. Наблюдаются участки, обогащенные бастнезитом и монацитом.

Химический состав пород рудных зон показывает обогащение всех пород, как первично осадочных, так и первично вулканогенных Na_2O (до 10 мас. %). С увеличением содержаний Na_2O в породе коррелируют рудные элементы Be, Nb, Ta, Y, Th, REE (LREE>HREE).

Проба 613-6 – альбитовый сланец (Ab>50) по первично вулканогенной кислой породе. Порода тонкозернистая, сланцеватая, микроструктуры гранолепидобластовые, на отдельных участках наблюдаются микропойкилитовые (рис. 1 а). Минеральный состав (об., %): альбит An_5 (65), кварц (до 20), калиевый полевой шпат (~ 8), эпидот, серицит, хлорит (в сумме до 5), ед. пироксен (эгирин), рудный магнетит. Рудные акцессорные минералы представлены цирконом, монацитом, Fe-колумбитом.

Содержание (мас. %, табл. 1) кремнезема составляет 64, глинозема 19, суммы щелочей (Na_2O+ K_2O) 10.75, при преобладании Na_2O (Na_2O/K_2O = 8.9). Характерно высокое содержание РЗЭ (408 г/т), преобладание легких РЗЭ над тяжелыми $(La/Yb)_N$ – 5.2, хорошо выражен небольшой Eu-минимум (Eu_N/Eu^*_N – 0.1). Характерны высокие содержания (г/т) Y(110), Nb (510), Zr (2130), Ta (104).

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и содержание (г/т) редких и редкоземельных элементов в исследуемой пробе 613-6

Table 1. Chemical composition (wt. %) and content (g/t) of rare and rare earth elements in the test sample

SiO_2	**TiO_2**	**Al_2O_3**	**Fe_2O_3**	**FeO**	**MnO**	**MgO**	**CaO**	**Na_2O**	**K_2O**
64.44	0.22	19.02	2.17	0.61	0.12	0.33	0.33	9.66	1.09
P_2O_5	ППП	∑	**Na_2O+ K_2O**	**Na_2O/ K_2O**	**La**	**Ce**	**Pr**	**Nd**	**Sm**
0.064	1.59	99.65	10.75	8.90	116.7	196.00	20.30	75.30	18.50
Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	**Lu**	**$(La/Yb)_N$**
0.72	24.90	4.01	25.30	5.77	16.7	2.59	15.20	2.57	5.18
Eu_N/Eu^*_N	**Ba**	**Sc**	**Cr**	**Co**	**Zn**	**Se**	**As**	**Sb**	**Th**
0.1	1330.0	7.42	21.80	7.95	420.00	0.86	6.38	1.80	223.90
U	**Br**	**Hf**	**Ta**	**Au**	**Be**	**Nb**	**Zr**	**Y**	**Rb**
33.80	0.48	75.20	103.8	0.024	25.00	510.00	2130.00	110.00	180.00

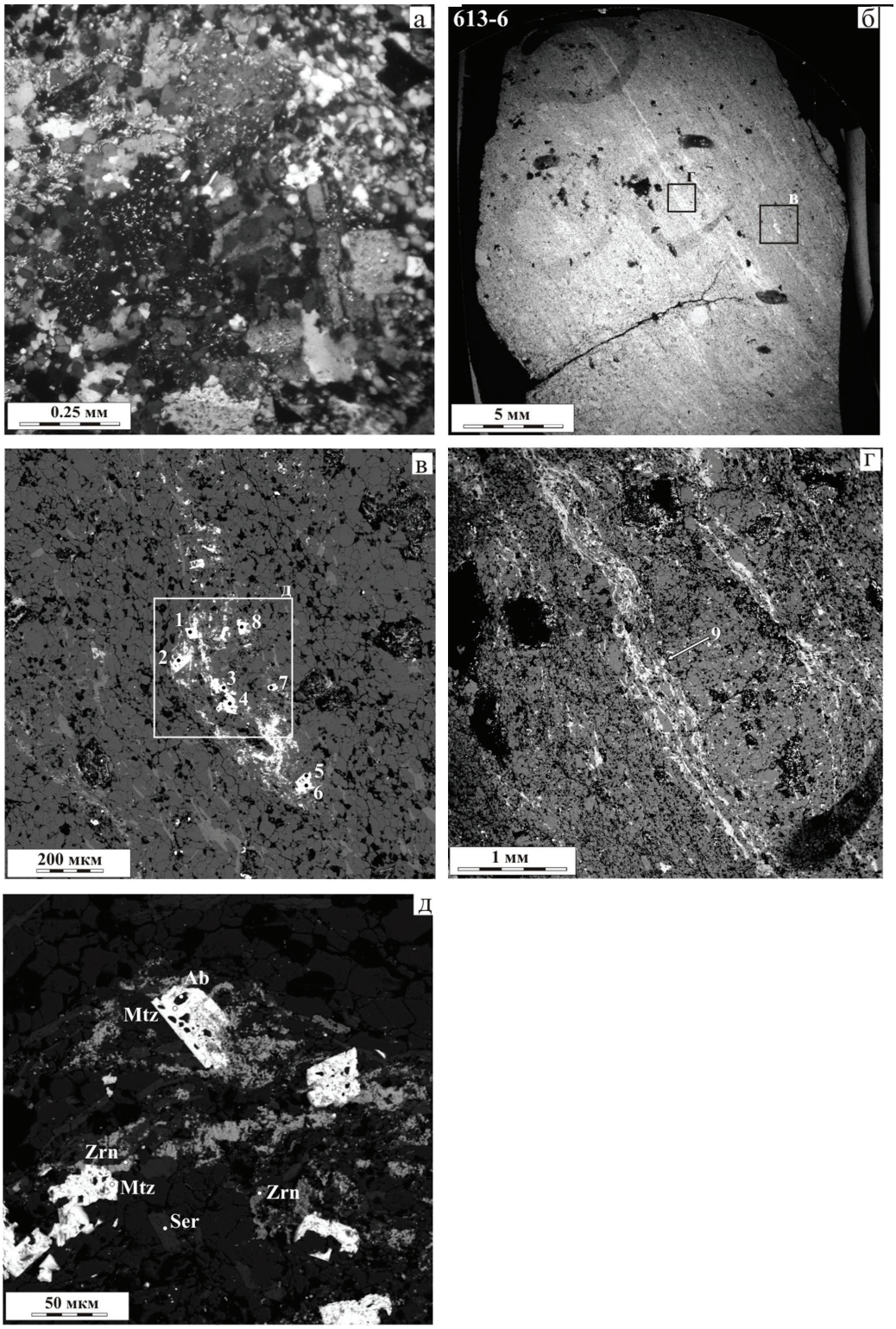


Рис. 1. Общий вид (а) микроструктуры альбитового сланца и рудных ассоциаций с монацитом (б–д), шлиф 613-6: а – фрагмент альбитового сланца с новообразованным альбитом (николи скрещены); б–д – изображения в обратно рассеянных электронах; д – более детальный фрагмент хорошо окристаллизованных кристаллов монацита. Номера точек соответствуют номерам в табл. 3.
Mtz – монацит, Zrn – циркон, Ab – альбит, Ser – серицит

Fig. 1. General view (a) of the microstructure of albite schist and ore associations with monazite (b–d), section 613-6: a – fragment of albite schist with newly formed albite (nicols crossed); б–d – images in backscattered electrons; d – a more detailed fragment of well-crystallized monazite crystals. The point numbers correspond to the numbers in tabl. 3.
Mtz – monazite, Zrn – zircon, Ab – albite, Ser – sericite

Методы исследования

Монациты, развитые в кварц-полевошпатовой породе с видимыми рудными прожилками, исследовались в шлифах на эпоксидной основе. Определение химического состава монацита и содержаний в нем Th, U, Pb выполняли методом электронно-зондового рентгеноспектрального анализа (ЭЗРСА) на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega II XMU с энергодисперсионным (ЭДС) (INCAx-sight) и волновым (ВДС) (INCA wave 700) рентгеновскими спектрометрами (ИЭМ РАН, г. Черноголовка) при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 200 нА. Угол отбора рентгеновского излучения составлял 35°, размер зонда 3 мкм, время записи энергодисперсионного рентгеновского спектра – 70 с. Основные элементы, входящие в состав монацитов, определяли с помощью ЭДС. В качестве эталонов для количественного определения следующих элементов использовали: Si – SiO_2, Ca – волластонит, La – $LaPO_4$, Ce и P – $CePO_4$, Pr – $PrPO_4$, Nd – $NdPO_4$, Sm – $SmPO_4$.

Содержания Th, U и Pb определяли с помощью ВДС, используя кристалл-анализатор PET. В качестве аналитических линий были выбраны для Th – $ThM\alpha_{1,2}$, для U – $UM\alpha_{1,2}$, для Pb – $PbM\beta_{1,2}$. Фон измеряли симметрично с двух сторон от аналитических линий. Положение аналитических линий и фона представлено в табл. 2. Время набора интенсивности на аналитической линии $ThM\alpha_{1,2}$ составляло 50 с, фон – по 25 с, на линии $UM\alpha_{1,2}$ – 200 с, фон – по 100 с, на линии $PbM\beta_{1,2}$ – 100 с, фон – по 50 с. В качестве стандартов для определения содержания Th использовали ThO_2, для определения содержания U – UO_2, для определения содержания Pb – PbTe. Пределы обнаружения по 2σ–критерию составляли для Th – 0.020 мас. %, для U – 0.009 мас. %, для Pb – 0.010 мас. %.

Таблица 2. Положение аналитических линий Th, U и Pb и фона
Table 2. Position of analytical lines of Th, U and Pb and background

Определяемый элемент	Аналитическая линия	Длина волны, А	Фон слева, А	Фон справа, А
Th	ThMα	4.136	3.640	4.650
U	UMα	3.717	3.634	3.846
Pb	PbMβ	5.076	4.837	5.430

Для определения возраста было выбрано несколько монацитов размером 50–100 мкм (рис. 1). В табл. 3 и рис. 2 представлены составы исследованных монацитов, возраста, рассчитанные методом CHIME в каждой точке, и возраст, рассчитанный по изохроне. На рис. 3, представлена изохрона, построенная на основе корреляции содержаний Pb (PbO, мас. %) и Th совместно с U (ThO_2*, мас. %), полученных в каждой точке анализа.

Результаты исследований

Монацит, как правило, распределен в породе совместно с другими рудными минералами. При этом наблюдаемые скопления образуют протяженные насыщенные прожилки параллельно рассланцеванию пород, реже наблюдаются секущие сланцеватость прожилки. Мощность (и насыщенность прожилок рудными минералами) может различаться. Мощность варьирует от первых мкм до 200–300 мкм, насыщенность, плотность до 80 об. % (рис. 1 б). Монацит образует кристаллы, насыщенные пойкилитовыми включениями альбита (рис. 1 в–д), что указывает на его совместный или более поздний рост. Размеры кристаллов 20–50–60 мкм. Наблюдаются также зерна неправильной формы, насыщающие рудные прожилки.

По своему химическому составу (табл. 3, рис. 2) монацит (мас. %) является цериевым ($Ce_2O_3 > La_2O_3$): Ce_2O_3 – до 35, отмечаются содержания La_2O_3 до 13 и Nd_2O_3 до 13, содержания ThO_2 находятся на уровне 1.7. Содержания РЗЭ(Ce+La+Nd+Pr+Sm) в монаците составляют 45–69 мас. %.

Значения измеренных точечных Th-U-Pb возрастов монацитов лежат в интервале 711.6–249.6 млн лет с усредненной погрешностью определения по 2σ–критерию ± 135 млн лет. Высокие погрешности определения точечного возраста монацитов методом CHIME связаны с очень низкими содержания PbO (0.01–0.03 мас. %) и UO_2 (часто менее 0.01 мас. %). То есть содержания этих элементов находятся на уровне пределов обнаружения, поэтому погрешность их количествен-

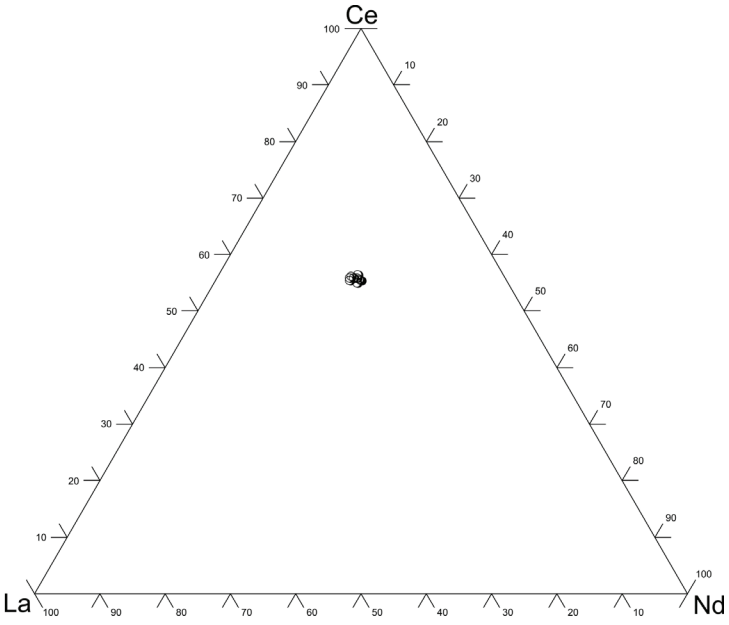


Рис. 2. Состав исследуемых монацитов на диаграмме La-Ce-Nd

Fig. 2. The composition of monazites on the La-Ce-Nd

ного определения высокая, что соответственно увеличивает погрешность определения возраста.

Широкий интервал точечных возрастов, скорее всего, связан с неоднородностью состава монацитов по содержаниям ThO_2, UO_2 и PbO. Средневзвешенная величина точечного Th-U-Pb возраста монацитов, рассчитанная в программе Isoplot по 8 точкам, составила 399 ± 100 млн лет. Возраст монацитов, полученный по изохроне ThO_2*–PbO, равен 384 ± 95 млн лет.

Возраст вулканогенно-осадочных образований, картируемых в составе саблегорской свиты на водоразделе Бол. Турупьи и Мал Туяхланья, принимается как позднерифейский–ранневендский на основании датировки, полученной U-Pb SIMS методом по цирконам из риолитов, в 635.9 млн лет (Государственная…, 2018).

Таблица 3. Результаты исследований монацитов

Table 3. The results of studies monazite

№	ThO_2*	PbO	Возраст, млн лет	Формулы монацитов
1	1.56	0.03	451.0	$(Ce_{0.47}La_{0.20}Nd_{0.17}Pr_{0.05}Sm_{0.03}Ca_{0.03}Th_{0.01}Pb_{0.0002}U_{0.0002})_{0.96}\times(P_{0.92}Si_{0.12})_{1.04}O_4$
2	2.13	0.04	441.0	$(Ce_{0.42}La_{0.17}Nd_{0.15}Pr_{0.04}Ca_{0.03}Sm_{0.02}Th_{0.02}U_{0.01}Pb_{0.001})_{0.86}\times(P_{0.82}Si_{0.31})_{1.13}O_4$
3	0.59	0.01	391.6	$(Ce_{0.51}La_{0.22}Nd_{0.18}Th_{0.01}Pr_{0.04}Sm_{0.02}Ca_{0.01})_{1.04}\times(P_{0.99}Si_{0.02})_{1.01}O_4$
5	0.40	0.01	574.4	$(Ce_{0.50}La_{0.21}Nd_{0.19}Pr_{0.05}Sm_{0.03}Ca_{0.02}Th_{0.004})_{1.00}\times(P_{0.97}Si_{0.02})_{0.99}O_4$
6	1.28	0.03	546.0	$(Ce_{0.46}La_{0.19}Nd_{0.17}Pr_{0.05}Sm_{0.03}Ca_{0.02}Th_{0.01}U_{0.001}Pb_{0.0003})_{0.93}\times(P_{0.89}Si_{0.18})_{1.07}O_4$
8	1.20	0.03	583.2	$(Ce_{0.47}La_{0.19}Nd_{0.18}Pr_{0.05}Sm_{0.03}Ca_{0.02}Th_{0.01}Pb_{0.0002})_{0.95}\times(P_{0.98}Si_{0.06})_{1.04}O_4$
4	1.65	0.02	284.0	$(Ce_{0.45}La_{0.18}Nd_{0.16}Pr_{0.04}Ca_{0.03}Sm_{0.03}Th_{0.01})_{0.90}\times(P_{0.91}Si_{0.17})_{1.08}O$
7	0.93	0.01	249.6	$(Ce_{0.48}La_{0.20}Nd_{0.18}Pr_{0.05}Sm_{0.03}Ca_{0.02}Th_{0.01})_{0.97}\times(P_{0.93}Si_{0.09})_{1.02}O_4$
9	0.98	0.03	711.6	$(Ce_{0.48}La_{0.20}Nd_{0.18}Pr_{0.05}Sm_{0.03}Ca_{0.02}Th_{0.01}Pb_{0.0002})_{0.97}\times(P_{0.98}Si_{0.05})_{1.03}O_4$
384±95 млн лет				

Примечание. ThO_2^* – пересчитанный ThO_2 с учетом содержания урана (UO_2).

Возраст щелочно-карбонатных образований (альбитовых метасоматитов), с которым связан рудный комплекс минералов, соответствует раннекаменноугольному, согласно K-Ar изохроне по мусковиту в 330–320 млн лет (Государственная…, 2018).

Проведенные нами ранее определения возраста рудовмещающей слюды (фенгит, обр, 613-6) Ar-Ar методом показали 332 ± 2 млн лет и также указывают на раннекаменноугольный возраст формирования (Удоратина и др., 2013). Полученные данные по U-Th-Pb датированию монацита из этой же пробы близки к этой цифре.

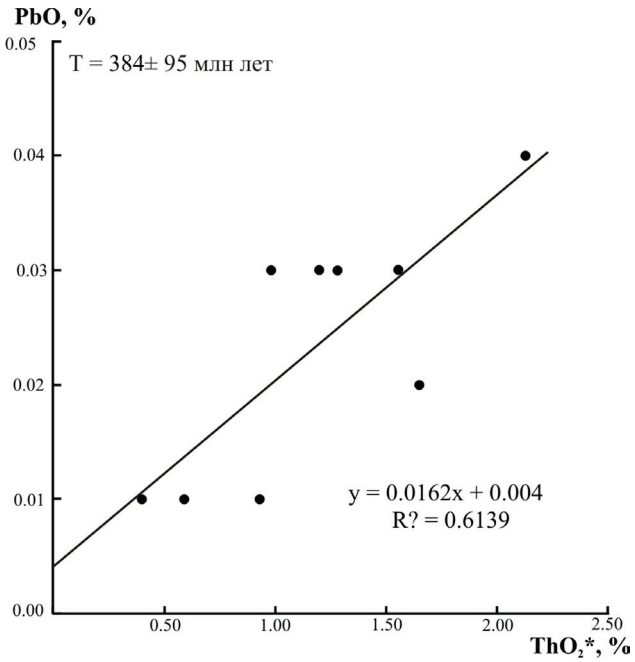


Рис. 3. Геохронологические данные по монацитам, ThO_2*–PbO изохрона

Fig. 3. Geochronological data on monazites, ThO_2*–PbO isochronous

Благодарности

Исследования проводятся по теме НИР «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского литосферного сегмента» 122040600012-2

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Серия Северо-Уральская. Лист P-40-VI (г. Тельпос-Из). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2018. 216 с.
2. Калиновский А. В., Суханов Н. В. Щелочно-карбонатные редкометалльные метасоматиты на севере Урала // Рудоносные, рудные и нерудные формации Урала: Информ. мат-лы. Свердловск. 1985. С. 90–91.
3. Никулова Н. Ю., Удоратина О. В. Альбитовые метасоматиты в ордовикской толще севера Урала // Доклады АН. 2008. Т. 420, № 2. С. 203–207.
4. Удоратина О. В., Травин А. В., Вирюс А. А. Редкоземельно-редкометалльные руды (Б. Турупья, Северный Урал): время формирования // Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений: Матер. Всерос. конф. (с межд. уч-ем), посвящ. 100-летию со дня рождения академика Н. А. Шило (1913–2008). М. Изд-во: ФГБУН ИГЕМ РАН. 2013. С. 171.
5. Suzuki K., Kato T. CHIME dating of monazite, xenotime, zircon and polycrase: Protocol, pitfalls and chemical criterion of possibly discordant age data // Gondwana Research. 2008. V. 14. P. 569–586.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 213–219

Метаморфизм пород Кичанской структуры в составе архейского Тикшеозерского зеленокаменного пояса (Беломорский подвижный пояс, Фенноскандинавский щит)

Усольцева А. Е. [1], **Балтыбаев Ш. К.** [1, 2]

[1] *Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, st097637@student.spbu.ru*

[2] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург*

Аннотация. Метаморфические образования Кичанской структуры Тикшеозерского зеленокаменного пояса образовались по породам дифференцированной вулканогенной серии от базальтов до риолитов с небольшими прослоями осадков и представлены различными по минеральному составу гнейсами, сланцами и амфиболитами. Термобарометрия с применением расчета мультиравновесных *PT*-диаграмм и «псевдосечений» выявила, что условия метаморфизма пород Кичанской структуры отвечают таковым амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций повышенных давлений. Выявлен регрессивный тренд метаморфизма пород от максимальных значений $T = 800\,^{\circ}C$ и $P = 11.5$ кбар до минимальных $T = 610\,^{\circ}C$ и $P = 6.5$ кбар.

Ключевые слова: Кичанская структура, Тикшеозерский зеленокаменный пояс, Беломорская провинция, термобарометрия, метаморфизм.

Metamorphism of rocks of the Kichany structure in the Archean Tiksheozero Greenstone Belt (Belomorian mobile belt, Fennoscandinavian shield)

Usoltseva A. E. [1], **Baltybaev S. K.** [1, 2]

[1] *Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, Russia, Saint Petersburg, st097637@student.spbu.ru*

[2] *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Russia*

Abstract. Metamorphic rocks of the Kichany structure of the Tiksheozero greenstone belt were derived from rocks of a differentiated volcanogenic series from basalts to rhyolites with a small admixture of sediments and are represented by gneisses, schists and amphibolites of various mineral compositions. Thermobarometry using the calculation of multi-equilibrium *PT*-diagrams and «pseudosections» has revealed conditions of metamorphism of the rocks of the Kichany structure of amphibolite and epidote-amphibolite facies of increased pressures. A *P-T* path of retrograde metamorphism was constructed from maximum values of $T = 800\,^{\circ}C$ and $P = 11.5$ kbar to minimum values of $T = 610\,^{\circ}C$ and $P = 6.5$ kbar.

Keywords: Kichany structure, Tiksheozero greenstone belt, Belomorian mobile belt, thermobarometry, metamorphism.

Введение

Кичанская структура находится в зоне стыка Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса (рис. 1). В отношении метаморфизма породы этой структуры пока остаются малоизученными. В немногочисленных публикациях (Калинин и др., 2017; Мыскова и др., 2024) авторы ссылаются на более ранние исследования (Карта…, 1991; Беляев, Пожиленко, 1997; Баянова, 2004), в которых содержатся сведения о параметрах метаморфизма двух этапов – неоархейского ($T = 665–700\,^{\circ}C$, $P = 7–11$ кбар) и палеопротерозойского ($T = 575–630\,^{\circ}C$, $P = 5–6.5$ кбар), однако, эти цитируемые работы нельзя отнести к общедоступным. В связи с этим, актуальность работы определяется необходимостью оценки *PT*-параметров метаморфизма с использованием современных методов термобарометрии. Нами применялся метод мультиравновесной термобарометрии, который позволяет не только определить условия метаморфизма, но и оценить равновесное состояние используемых минералов.

Краткая геологическая характеристика

Согласно последним сведениям, породы Кичанской структуры в основном представляют собой зеленокаменные образования метаморфизованной дифференцированной вулканогенной серии (Мыскова и др., 2024). В ней выделяются три толщи: нижняя, средняя и верхняя.

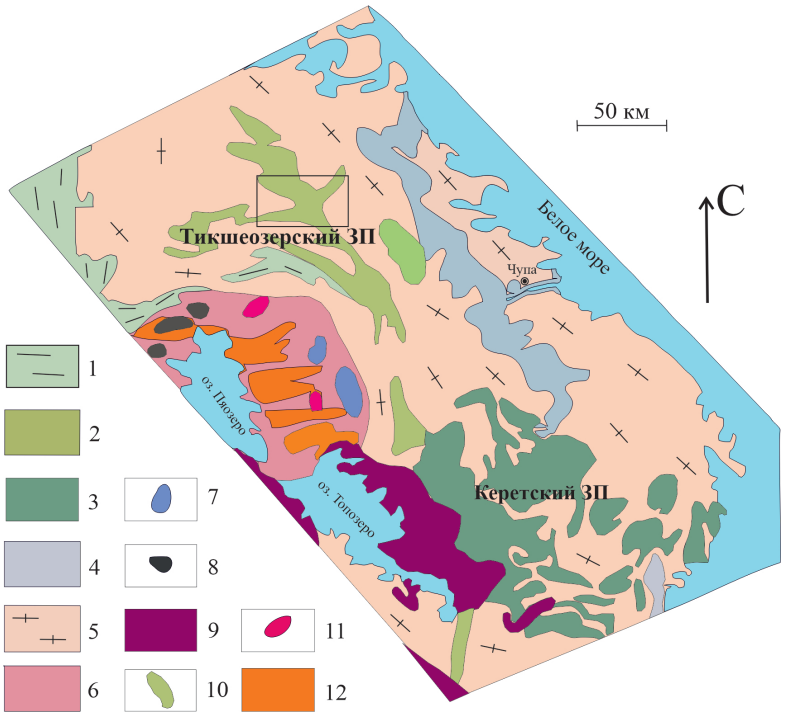


Рис. 1. Положение Кичанской структуры в Тикшеозерском зеленокаменном поясе Беломорского подвижного пояса по (Слабунов, 2008): 1 – палеопротерозойские (2.5–1.92 млрд лет) осадочные и вулканогенные образования; 2–3 – мезо- и неоархейские образования: 2 – с возрастами 2.78–2.74 млрд лет и 3 –2.88–2.84 млрд лет (Тикшеозерский и Керетский зеленокаменные пояса, соответственно); 4 – парагнейсы с редкими прослоями амфиболитов; 5– мезо- и неоархейские образования (тоналитогнейсы, гнейсы, амфиболиты, нерасчлененные); 6 – архейские образования Карельского кратона (нерасчлененные); 7 – щелочной комплекс (1.75–1.83 млрд лет); 8 – расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии (2.44–2.36 млрд лет); 9 – интрузивные чарнокиты и метачарнокиты (~ 2.45 млрд лет); 10 – субщелочные габбро; 11 – интрузивные чарнокиты (2.66 млрд лет); 12 – санукитоиды (2.72 млрд лет) (Калинин и др., 2017). Прямоугольник – изученная часть Кичанской структуры

Fig. 1. Location of the Kichany structure in the Tiksheozersky greenstone belt of the Belomorian mobile belt according to (Slabunov, 2008): 1 – Paleoproterozoic (2.5–1.92 Ga) sedimentary and volcanic formations; 2–3 – Meso- and Neoarchean formations: 2 – 2.78–2.74 Ga old and 3 – 2.88–2.84 Ga old (Tiksheozero and Keretsky greenstone belts, respectively); 4 – paragneisses with rare amphibolite interlayers; 5 – Meso- and Neoarchean formations (tonalite-gneisses, gneisses, amphibolites undivided); 6 – Archean formations of the Karelian craton (undivided); 7 – alkaline complex (1.75–1.83 Ga); 8 –peridotite-gabbro-norite layered intrusions (2.44–2.36 Ga); 9 – intrusive charnockites and metacharnockites (~ 2.45 Ga); 10 – subalkaline gabbros; 11 – intrusive charnockites (2.66 Ga); 12 – sanukitoids (2.72 Ga) (Kalinin et al., 2017). Rectangle marks the studied area of the Kichany structure

По данным в (Милькевич и др., 2003; Мыскова и др., 2024), нижняя толща представлена чередующимися в разрезе приблизительно в одинаковых количествах гранатовыми и плагиоклазовыми амфиболитами, гнейсами и сланцами с варьирующими содержаниями биотита, граната и амфибола. Амфиболиты по химическому составу отвечают базальтам и андезибазальтам и по своей природе близки основным вулканитам океанических плато. Гнейсы и сланцы отвечают по составу дацитам и риолитам, обладающими характеристиками островодужных вулканитов. Среди кислых вулканитов в подчиненном количестве присутствуют граувакки. Средняя толща сложена также гранатовыми и плагиоклазовыми амфиболитами, первичная природа которых по геохимическим данным интерпретируется как океанические толеиты. Верхняя толща представлена гнейсами и сланцами пестрого минерального состава с большими вариациями темноцветных минералов (биотита, граната и амфибола) и редкими маломощными прослоями амфиболитов и кристаллосланцев.

Методика и материал исследования

Построение фазовых диаграмм производилось с помощью программы MAGEMin (Riel et al., 2022) с базой данных минералов (Green et al., 2016). Оценки *PT*-параметров образования метаморфических минеральных парагенезисов методом мультиравновесной термобарометрии выполнялись

с помощью программы winTWQ v.2.64 (Berman, 1991; Berman et al., 2007). В расчетах применялась база термодинамических данных JUN92 (Berman, 1991) для минералов из метаморфических пород базитового состава (изученные основные и средние вулканиты далее условно называются метабазитами), и база DEC06 (Berman, Aranovich, 1996; Berman et al., 2007) для минералов в метапелитах (изученные метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы и вулканиты кислого и среднего состава далее условно называются метапелитами).

Метаморфизованные породы исследуемого участка представлены главным образом различными по минеральному составу гнейсами, сланцами и амфиболитами. Реже встречаются гранитоиды и нерасчлененный комплекс габбро-норит-лерцолитов, однако детальные исследования этих типов пород не проводились.

Метабазиты представлены преимущественно гранатовыми амфиболитами и плагиоклаз-биотит-амфиболовыми сланцами. Текстуры пород сланцеватые, редко массивные (рис. 2 а), структуры нематобластовые (рис. 2 б) с сочетанием лепидонематобластовых и пойкилопорфиробластовых структур. Первые характеризуются присутствием удлиненно-призматических кристаллов

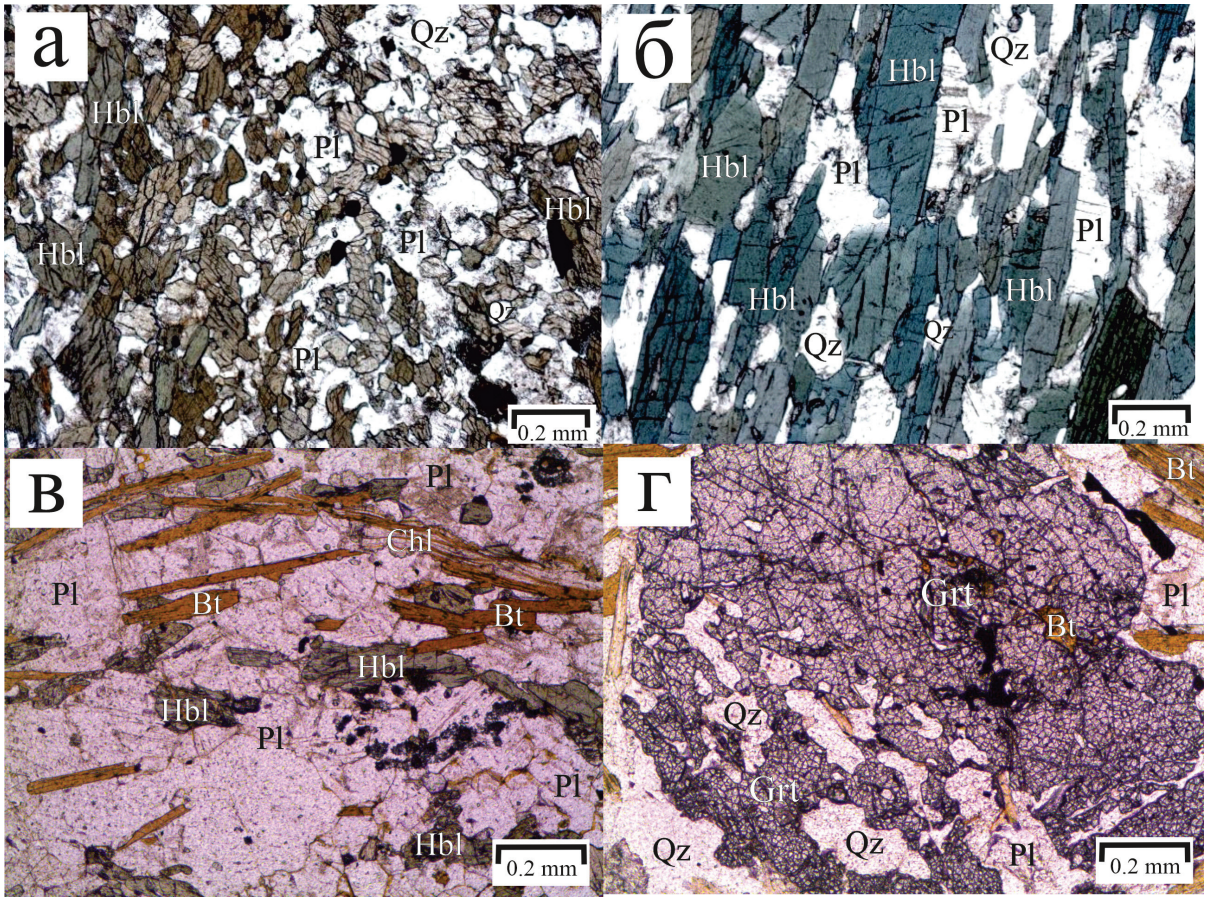


Рис. 2. Петрографические особенности пород Кичанской структуры: а – амфиболит с массивной текстурой; б – амфиболит с нематобластовой структурой; в – нематолепидобластовая структура в гранат-амфибол-биотитовом гнейсе; г – порфиробласт граната с минеральными включениями, в основной ткани кианит-гранат-биотитового гнейса. Список сокращений минералов (включая рис. 3, 4): Hbl – роговая обманка, Bt – биотит, Ms – мусковит, Amp – амфибол, Qz – кварц, Ep – эпидот, Dio – диопсид, Grt – гранат, Pl – плагиоклаз, Ilm – ильменит, Rt – рутил, Ttn – титанит, Liq – расплав, Ky – кианит, Omph – омфацит, Gl – глаукофан

Fig. 2. Petrographic features of rocks of the Kichany structure: a – amphibolite with a massive structure; b – amphibolite with a nematoblastic texture; c – nematolepidoblastic texture in garnet-amphibole-biotite gneiss; d – garnet porphyroblast containing inclusions of minerals in the main tissue of kyanite-garnet-biotite gneiss. The list of abbreviations of minerals (including fig. 3, 4): Hbl – hornblende, Bt – biotite, Ms – muscovite, Amp – amphibole, Qz – quartz, Ep – epidote, Dio – Diopside, Grt – garnet, Pl – plagioclase, Ilm – Ilmenite, Rt – rutile, Ttn – titanite, Liq – melt, Ky – kyanite, Omph – omphacite, Gl – glaucophane

амфибола с подчиненным количеством биотита, а вторые – присутствием крупных идиоморфных кристаллов граната с включениями других минералов (кварца, рутила, карбоната, рудных минералов). По размерности минералов породы разнозернистые (от мелко- до крупнозернистых). Породы подвержены интенсивным вторичным преобразованиям – окварцеванию, карбонатизации, серицитизации. В некоторых случаях амфиболиты содержат до 25 % новообразованного кварца, в прожилках развиваются карбонатные прослои. Также отмечается серицитизация плагиоклаза.

Основными минералами метабазитов являются амфибол, плагиоклаз, гранат, биотит, эпидот и кварц. В качестве акцессорных минералов встречаются титанит, рутил и рудные минералы, представленные преимущественно пиритом, пирротином и магнетитом.

По химическому составу гранат соответствует гроссуляр-альмандиновому ряду с содержанием гроссуляра от 16 до 40 %, а биотит представлен аннит-флогопитом с магнезиальностью (xMg) – 0.44–0.66. Амфибол соответствует преимущественно магнезиальной роговой обманке, однако также присутствуют в равной степени паргасит и чермакит. Состав плагиоклазов в метабазитах варьирует от An_{16} до An_{70}, при этом наиболее характерными являются средние и основные – андезины и лабрадоры.

Составы минералов (рис. 3 а, б, г) в метабазитах имеют ряд особенностей, отличающих их от минералов в метапелитах. Кристаллы граната зональные, содержание Ca увеличивается к краю

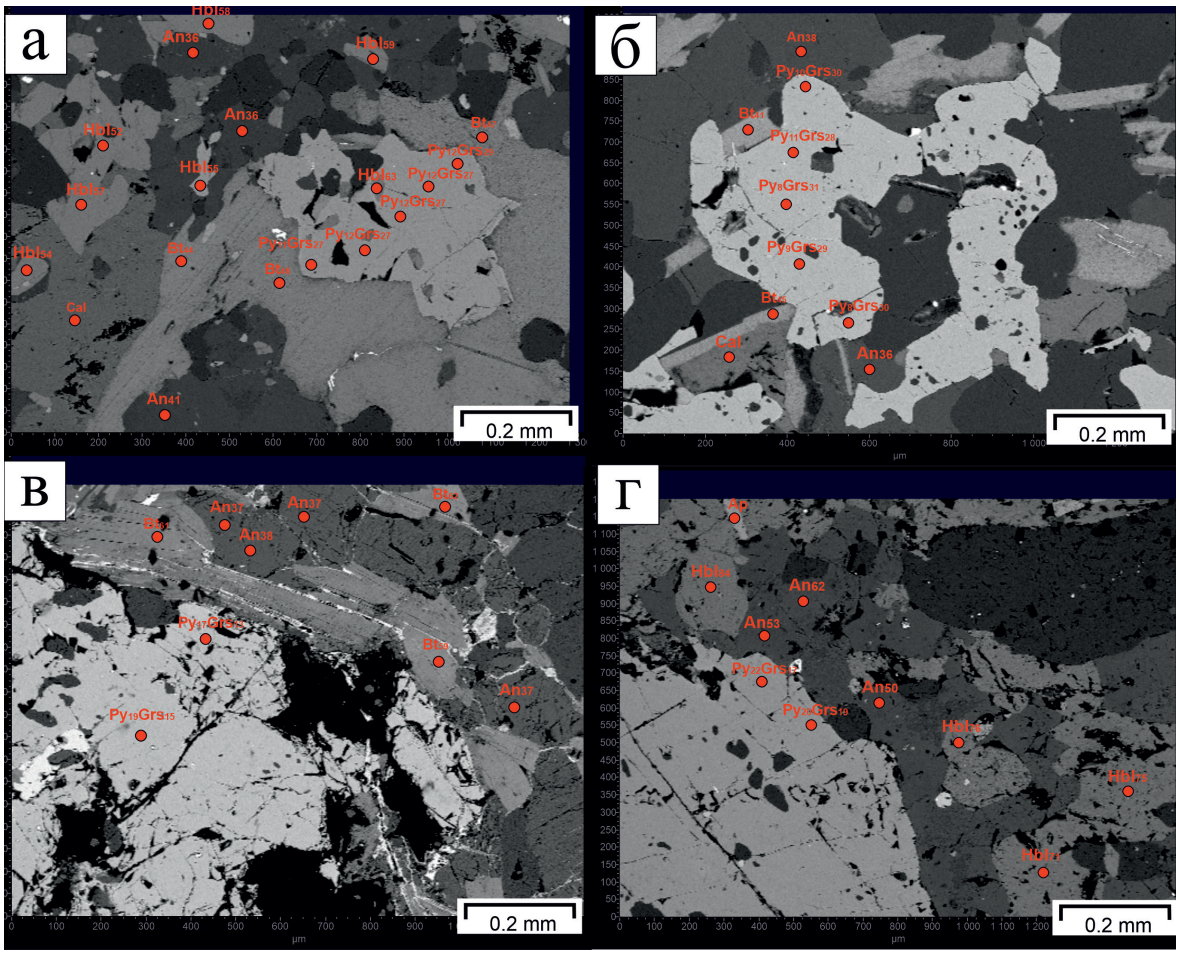


Рис. 3. Микрофотографии минералов, сделанные в режиме обратно отражённых электронов на растровом электронном микроскопе: а – гранат-биотит-плагиоклазовый амфиболит (обр. 1125); б – гранат-амфибол-биотитовый сланец (обр. 1005-6); в – кианит-гранат-биотитовый гнейс (обр. 5875-2); г – биотит-гранат-амфиболовый сланец (обр. 5896-4)

Fig. 3. Back-scattered electron images of minerals taken with a scanning electron microscope: a – garnet-biotite-plagioclase amphibolite (sample 1125); b – garnet-amphibole-biotite schist (sample 1005-6); c – kyanite-garnet-biotite gneiss (sample 5875-2); d – biotite-garnet-amphibole schist (sample 5896-4)

зерна, в отличие от граната в гнейсах, в котором зональность обратная. Отмечается увеличение содержание Mg в гранате, если он граничит с биотитом. Магнезиальность биотита увеличивается, если биотит граничит с амфиболом. Плагиоклаз, в целом, несколько более основной, чем плагиоклаз в метапелитах.

Метапелиты представлены лейкократовыми гранат-биотитовыми, кианит-гранат-биотитовыми, гранат-микроклин-двуслюдяными гнейсами и более меланократовыми амфибол-гранат-биотитовыми гнейсами с полосчатой или гнейсовидной текстурой. Структуры пород лепидогранобластовые, пойкилопорфиробластовые, нематолепидогранобластовые (рис. 2 в, г). Породы преимущественно мелко-среднезернистые, карбонатизация не проявлена.

В метапелитах основными минералами являются плагиоклаз, кварц, гранат, биотит, калиевый полевой шпат, кианит, мусковит. Акцессорные и второстепенные минералы представлены апатитом, турмалином, эпидотом, рутилом, цирконом и ильменитом. Состав плагиоклазов меняется от An_4 до An_{44}. Гранат – гроссуляр-альмандинового ряда, однако, в отличие от гранат в метабазитах, с более широкими вариациями содержания кальция (Grs 7–34 %). Группа биотита (xMg = 0.23–0.62) представлена как аннитом, так и флогопитом. Мусковит содержит незначительную примесь натрия, железа и магния.

Моделирование минералообразования и PT-условия метаморфизма

Расчет фазовой *PT*-диаграммы произведен в программе MAGEMin (Reil et al., 2022) для состава гранат-биотит-плагиоклаз-амфиболового сланца (рис. 4).

Моделируемый гранат имеет широкое поле устойчивости, охватывающее практические все расчетное *PT*-пространство, однако наибольшее его количество отмечается с ростом давления. Так, начиная с 400 °C, гранат устойчив при давлении не менее 3.2 кбар. При повышении температуры критическое значение давления также растет, и уже при T = 700 °C минимальное давление для возникновения граната равно 7 кбар. При повышении температуры, начиная примерно с 750 °C и выше, начинается образование расплава.

Химический состав граната в интервале 650–750 °C и 6.5–9.5 кбар преимущественно альмандин-гроссуляровый, однако при уменьшении температуры и давления состав он становится менее пироповым, за счет чего увеличивается содержание спессартина.

Состав амфибола в интервале нахождения точек соответствует преимущественно паргаситу.

Гранат и амфибол совместно встречаются в диапазоне T = 450–850 °C и P = 5–12 кбар, однако при низких температурах и высоких давлениях вместо амфибола появляются клинопироксен и глаукофан, а при низких давлениях исчезает гранат. Эти особенности смены минеральных парагенезисов дают возможность ограничить *PT*-поля образования реально наблюдаемых в породах минералов.

Поле устойчивости минерального парагенезиса Pl + Amp + Bt + Grt имеет довольно широкий диапазон: T = 450–750 °C и P = 5–11 кбар. Поле этого парагенезиса по давлению снизу ограничивается линией устойчивости граната, справа – с ростом температуры – возникновением расплава. В низкотемпературной части амфибол обычно замещается такими фазами, как эпидот, клинопироксена и т. п.

На фазовой диаграмме приведены (рис. 4) значения выявленных *PT*-параметров для других образцов метабазитов и метапелитов. Как следует из приведенных данных, на основе использования множества минеральных реакций (мультиравновесий) TWQ выявляется разброс значений: для метабазитов – в пределах T = 610–800 °C и P = 7.5–11.5 кбар, а для метапелитов – в пределах T = 610–680 °C и P = 6.5–8.5 кбар.

Отметим, что выявленные *PT*-параметры метаморфизма соответствуют полю устойчивости граната, что согласуется с петрографическими данными.

Как указывалось выше, при рассмотрении выполненных расчетов в программе MAGEMin, начиная примерно от 750–800 °C и выше, в моделируемых породах среднего и основного состава появляется расплав. Поскольку в породах Кичанской структуры отсутствуют признаки анатектического плавления, то температуру ~ 750 °C можно рассматривать как максимально возможную

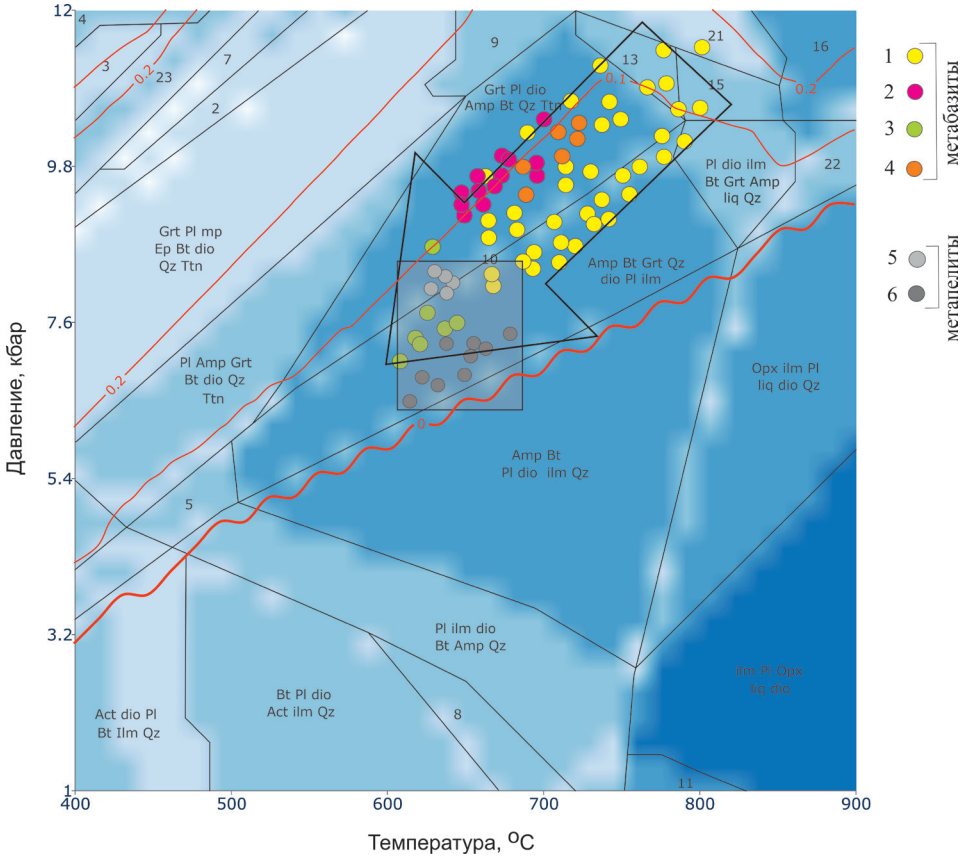


Рис. 4. Расчетная *PT*-диаграмма для гранат-биотит-плагиоклаз-амфиболового сланца с наложенными точками *PT*-параметров изученных метабазитов и метапелитов, рассчитанные в программе winTWQ: 1 – гранат-амфибол-биотитовый сланец (1005-6); 2 – биотит-гранат-амфиболовый сланец (5896-4); 3 – биотит-амфибол-гранатовый сланец (5880-4); 4 – гранат-биотит-плагиоклазовый амфиболит (1125); 5 – гранат-микроклин-двуслюдяной гнейс (1112); 6 – кианит-гранат-биотитовый гнейс (5875-2). Список фаз в пронумерованных полях: 2 – Grt Amp Ep Dio Bt Pl Qz Rt; 3 – Grt Omph Gl Ep Bt Ms Qz Ky Rt; 4 – Ms Gl Ep Omph Grt Qz Ky Rt; 5 – Bt Ilm Pl Grt Dio Amp Qz; 7 – Pl Amp Bt Grt Omph Ep Qz Rt; 8 – Pl Dio Bt Ilm Amp Qz; 9 –Grt Ep Bt Amp Pl Dio Qz Ttn; 11 – Pl Dio Opx Ilm Liq H_2O; 13 – Bt Dio Amp Pl Grt Liq Qz Ttn; 15 – Grt Pl Dio Amp Liq Bt Qz Rt; 16 – Grt Pl Dio Liq Qz Rt; 21 – Liq Bt Pl Grt Dio Amp Qz Rt; 22 – Ilm Liq Dio Pl Opx Grt Qz; 23 – Ep Omph Bt Grt Amp Pl Qz Ky Rt. Красными линиями показаны мольные доли граната, серым прямоугольником показана область метапелитов

Fig. 4. Calculated *PT*-diagram for garnet-biotite-plagioclase-amphibole schist with superimposed points of *PT*-parameters of other metabasites and metapelites calculated in the winTWQ program: 1 – garnet-amphibole-biotite schist (1005-6); 2 – biotite-garnet-amphibole schist (5896-4); 3 – biotite-amphibole-garnet schist (5880-4); 4 – garnet-biotite-plagioclase amphibolite (1125); 5 – garnet-microcline-bicuspid gneiss (1112); 6 – kyanite-garnet-biotite gneiss (5875-2). List of phases in the numbered fields: 2 – Grt Amp Ep Dio Bt Pl Qz Rt; 3 – Grt Omph Gl Ep Bt Ms Qz Ky Rt; 4 – Ms Gl Ep Omph Grt Qz Ky Rt; 5 – Bt Ilm Pl Grt Dio Amp Qz; 7 – Pl Amp Bt Grt Omph Ep Qz Rt; 8 – Pl Dio Bt Ilm Amp Qz; 9 –Grt Ep Bt Amp Pl Dio Qz Ttn; 11 – Pl Dio Opx Ilm Liq H_2O; 13 – Bt Dio Amp Pl Grt Liq Qz Ttn; 15 – Grt Pl Dio Amp Liq Bt Qz Rt; 16 – Grt Pl Dio Liq Qz Rt; 21 – Liq Bt Pl Grt Dio Amp Qz Rt; 22 – Ilm Liq Dio Pl Opx Grt Qz; 23 – Ep Omph Bt Grt Amp Pl Qz Ky Rt. Red lines show the molar part of the garnet, the gray rectangle shows the area of metapelites

при метаморфизме этих пород. Непосредственные оценки большинства *PT*-параметров метаморфизма по составам сосуществующих минералов, а также минеральные парагенезисы в породах не противоречат такому предположению.

Заключение

Термобарометрия с применением расчета мультиравновесных *PT*-диаграмм и «псевдосечений» выявила условия метаморфизма пород Кичанской структуры амфиболитовой и эпидот-

амфиболитовой фаций повышенных давлений и фиксирует регрессивный тренд метаморфизма с максмальными значениями T =800 °C, P = 11.5 кбар и минимальными значениями T = 610 °C, P = 6.5 кбар.

Благодарности

Авторы весьма признательны О. Л. Галанкиной (ИГГД РАН, Санкт-Петербург) за помощь с получением локальных составов минералов и анонимному рецензенту за тщательную рецензию и благожелательные комментарии и замечания.

Авторы благодарят Т. А. Мыскову (ИГГД РАН, Санкт-Петербург) за обсуждение полученных данных и некоторые предоставленные материалы по изученной структуре.

Работа была выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН (№ FMUW-2022-0002) Минобрнауки России.

Литература

1. Баянова Т. Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб. Изд-во: Наука, 2004. 174 с.
2. Беляев О. А., Пожиленко В. И. Структурно-метаморфическая эволюция Беломорского подвижного пояса (Енский сегмент) // Беломорский мобильный пояс: геология, геодинамика, геохронология: Тез. докл. междунар. совещ. Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН, 1997. 17 с.
3. Калинин А. А., Астафьев Б. Ю., Воинова О. А., Баянова Т. Б., Хиллер В. В. Геологическое строение и перспективы рудоносности Кичанской структуры Тикшеозерского зеленокаменного пояса (Северная Карелия) // Литосфера. 2017. Т. 17, № 3. С. 102–126.
4. Карта минеральных фаций метаморфических пород восточной части Балтийского щита / Ред. В. А. Глебовицкий. 1991. СПб. Изд-во: ВСЕГЕИ. 1 л.
5. Милькевич Р. И., Миллер Ю. В., Глебовицкий В. А., Богомолов Е. М., Гусева В. Ф. Толеитовый и известково-щелочной магматизм в северной части Тикшеозерского зеленокаменного пояса: геохимические признаки субдукционной обстановки // Геохимия. 2003. С. 1262–1274.
6. Мыскова Т. А., Никонова А. С., Никонов К. А., Житникова И. А., Львов П. А. Кичанская структура Архейского Тикшеозерского зеленокаменного пояса Фенноскандинавского щита в свете новых геохимических и геохронологических данных // Геохимия. 2024. Т. 69, № 9. С. 81–106.
7. Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН, 2008. 296 с.
8. Berman R. G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Canad. Mineral. 1991. V. 32. P. 833−855.
9. Berman R. G., Aranovich L. Ya. Rancourt D. G., Mercier D. G. Reversed phase equilibrium constraints on the stability of Mg–Fe–Al biotite // American Mineralogist. 2007. V. 92, No. 1. P. 139–150.
10. Berman R. G., Aranovich L. Y. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and Ilmenite in the system FeO–MgO–CaO–Al_2O_3–TiO_2–SiO_2 // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126. P. 1–24.
11. Green E. C. R., White R. W., Diener J. F. A., Powell R., Holland T. J. B., Palin R. M. Activity–composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks // Journal of Metamorphic Geology. 2016. V. 34. P. 845–869, https://doi.org/10.1111/jmg.12211.
12. Riel N., Kaus B. J. P., Green E. C. R., Berlie N. MAGEMin, an Efficient Gibbs Energy Minimizer: Application to Igneous Systems // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. V. 23. 2022. https://doi.org/10.1029/2022GC010427.

Вынос и переотложение компонентов при парциальном плавлении и высокотемпературном метасоматозе габбро-анортозитов. Экспериментальные исследования

Ходоревская Л. И., **Косова С. А., Вирюс А. А.**
Институт экспериментальной минералогии им. академика Д. С. Коржинского РАН, Черноголовка, khodorevskaya@mail.ru

Аннотация. Проведено экспериментальное изучение преобразований габбро-анортозитов под воздействием флюидов состава H_2O, H_2O-NaCl и H_2O-NaCl-CO_2 при 900 °C и 500 МПа. Целью работы являлось экспериментальное изучение условий образования метасоматических меланократовых жил, встречающихся в габбро-анортозитовых комплексах Беломорья. Эксперименты показали, что при заданных параметрах происходит частичное плавление породы с образованием кислого плагиоклаз-нормативного расплава, паргаситового амфибола, карбонатов. Частичный вынос Fe подтверждается образованием крайне железистых составов амфибола, железистых карбонатов, снижением содержания Fe в ильмените и вхождением Fe в расплав. Вынос Ti из минералов анортозитов подтверждается его отсутствием в краевых частях мафических минералов анортозита. Вынос Mg почти не наблюдался, Mg фиксировался в краевых частях амфибола, либо в хлорите. Локализованные образования Fe-Ti минералов, аналогичные отложениям ильменита-магнетита в природных меланократовых жилах, в опытах получены не были. Для этого необходимы дальнейшие экспериментальные исследования.

Ключевые слова: габбро-анортозиты, метасоматоз, гранулиты, флюид, плавление, эксперимент.

Removal and redeposition of components during partial melting and high-temperature metasomatism of gabbro-anorthosites. Experimental studies

Khodorevskaya L. I., **Kosova S. A., Viryus A. A.**
D. S. Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Moscow region

Abstract. An experimental study of gabbro-anorthosite transformations under the influence of fluids of the composition H_2O, H_2O-NaCl and H_2O-NaCl-CO_2 at 900 °C and 500 MPa was carried out. The aim of the work was an experimental study of the conditions of formation of metasomatic melanocratic veins occurring in the gabbro-anorthosite complexes of the White Sea region. The experiments showed that at the given parameters, partial melting of the rock occurs with the formation of acid plagioclase-normative melt, pargasite amphibole, carbonates. Partial removal of Fe is confirmed by the formation of extremely ferrous amphibole compositions, ferrous carbonates, a decrease in the Fe content in ilmenite and the inclusion of Fe in the melt. The removal of Ti from anorthosite minerals is confirmed by its absence in the rims of mafic anorthosite minerals. Almost no Mg removal was observed, Mg was fixed in the marginal parts of amphibole or in chlorite. Localized formations of Fe-Ti minerals similar to ilmenite-magnetite deposits in natural melanocratic veins were not obtained in the experiments. Further experimental studies are needed for this.

Keywords: gabbro-anorthosites, metasomatism, pargasite, granulites, fluid, melting, experiment.

Введение

Колвицкий массив габбро-анортозитов (Беломорский комплекс) расположен между толщей кандалакшских амфиболитов на западе и Порье-губско-Умбинским гранулитовом блоком на востоке (Юдин, 1980). Массив сложен метаморфизованными мезо- и меланократовыми габброидами и анортозитами (Шарков, 1984; Глебовицкий, 2005 и др.). В массиве наблюдается метаморфическая сланцеватость, связанная с чередованием ориентированных на северо-восток крупнозернистых массивных или гнейсовидно-полосчатых лейкократовых горизонтов и меланократовых разностей. В юго-западной части Колвицкого массива в районе губы Ильинская нами наблюдались маломощные меланократовые жилы от тонких послойных прожилков шириной 0.5–12 см вплоть до прослоев,

достигающих 50 см. Видимая протяженность меланократовых прослоев и жил достигает 20–30 м. В исследованиях (Богданова и др. 1993; Кориковский, Аранович, 2010; Ходоревская, 2012 и др.) показано, что вследствие неоднородности массива на пике метаморфизма лапландско-кольской орогении и его ретроградной стадии создавались условия для фильтрации через массив глубинных флюидов различного состава, вызывающих как локальное частичное плавление пород, в том числе габбро-анортозитов, так и их метасоматические изменения с переводом во флюиды ряда элементов. Вынесенные элементы переотлагались в массиве в виде меланократовых метасоматических жил, обогащенных мафическими минералами (гранаты, пироксены, амфиболы) и рудными компонентами (ильменит, магнетит, сульфиды). Образование подобных жил в анортозитах Колвицкого массивам проходило при параметрах T = 910–750 °C, P = 14–7 кбар при участии Fe, CO_2, Si, Na- содержащих растворов с низкой a_{H_2O} (Ходоревская, 2012).

Целенаправленные экспериментальные исследования, моделирующие метасоматические преобразования анортозитов в ходе их частичного плавления под влиянием флюидов различного состава отсутствуют, хотя условия образования *Mag-Ilm*[1] внутренних зон в метасоматических жилах очень важны с позиций формирования магнетит-ильменитовых рудопроявлений. В данной работе представлены первые и предварительные результаты экспериментальной проверки возможности формирования метасоматических ассоциаций при взаимодействии анортозитов с однофазным (H_2O-NaCl) и двухфазным флюидом (H_2O-NaCl-CO_2).

Техника и методика экспериментов

В качестве исходной породы использован образец анортозитов Колвицкого массива. Химический состав анортозитов (мас. %): SiO_2 – 50.28, TiO_2 – 0.38, Al_2O_3 – 20.40, FeO – 6.74, MnO – 0.25, MgO – 6.64, CaO – 12.21, Na_2O – 2.54, K_2O – 0.26, P_2O_5 – 0.18. Основные минералы анортозита представлены ортопироксеном ($En_{68.5}Fs_{31.5}$), клинопироксеном ($En_{40}Wo_{46\text{-}48}Fs_{11\text{-}13}$, f = 0.25), плагиоклазом ($An_{98\text{-}100}$), встречаются рудные минералы - магнетит, ильменит – ($Ilm_{0.90}Hem_{0.04}Gk_{0.04}$), $(Fe,Ni)_9S_8$, FeS, $CuFeS_2$, *Rt*.

Опыты проводились на установках высокого газового (Ar) давления с внутренним нагревом при 900 °C и 500 МПа. В вертикально расположенную ампулу (диаметром 5 мм и высотой 50 мм) последовательно засыпались навеска исходного анортозита в количестве 25–40 мг, навеска NaCl ± щавелевая кислота, затем заливалась дистиллированная вода. В ампулах создавался избыток флюида по отношению к породе. После заполнения ампулы заваривались, переворачивались и хорошо встряхивались для более равномерного распределения компонентов. Все эксперименты проводились в золотых ампулах во избежание потерь железа. Летучесть кислорода не контролировалась, принималась близкой к буферу Ni-NiO (Helz, 1976). Продолжительность опытов – четверо суток, после чего проводилась закалка.

После опытов твердую составляющую продуктов отмывали от избытка соли и приклеивали эпоксидной смолой на стеклянную пластинку, затем полировали до толщины 0.5–2 мм. Составы минеральных фаз изучались методом локального рентгеноспектрального микроанализа с применением сканирующих электронных микроскопов CamScan MV2300 (VEGA TS 5130MM) и Tescan VEGA-II XMU, оснащенных энерго-дисперсионными спектрометрами INCA Energy 450, при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе пучка 150–400 пА, времени набора спектра 70 сек.

Результаты экспериментов

В табл.1 приведены составы флюидной фазы и основные минеральные ассоциации после опытов. При заданных параметрах амфибол и закаленный расплав являются основными фазами после опытов независимо от состава флюида (рис. 1). Клино- и ортопироксены не обнаружены

[1] *Mag* – магнетит, *Ilm* – ильменит, *Antz* – анортозит, *Gl* – закаленный расплав среди кристаллических фаз, *Opx* – ортопироксен, *En* – энстатит, *Fs* – ферросилит, *Wo* – волластонит, *Grt* – гранат, *Cal* – карбонат, *Cpx* – клинопироксен, Hbl_1, Hbl_2, Hbl_3 – амфибол, *Pl* – плагиоклаз, *An* – анортит, *Gk* – гейкелит, *Hem* – гематит, *Chl* – хлорит, *Rt* – рутил, *f* – железистость = FeO/(FeO+MgO).

в опытах с низкими содержаниями солей (опыт 5-IS). С повышением солености растворов пироксены сохраняются лишь в виде оставшихся мелких зерен, окруженных амфиболом (рис. 1 а), т. е. тоже становятся нестабильными.

Таблица 1. Состав исходного флюида в ампулах и фазы после опытов

Table 1. Composition of the initial fluid in the ampoules and phases after the experiments

№ опыта	Состав флюида	Фазы после опыта	Примечание
2Z	нет	$Opx + Pl + Cpx + FeS$	FeS отмечался в исходном анортозите
Флюид H_2O-NaCl			
6-IS	H_2O	$Hbl_1 + Hbl_2 + Hbl_3 + Gl + Chl$	
5-IS	X_{NaCl} =0.07	$Hbl_1 + Hbl_2 + Gl + Chl$	
3-IS	$X_{NaCl} = 0.17$ $X_{H2O} = 0.83$	$Hbl_1 + Hbl_2 + Cpx + Hbl_3 + Gl + Ilm$	*Ilm, Rt* отмечались в исходном анортозите
4-IS	$X_{NaCl} = 0.36$ $X_{H2O} = 0.64$	$Hbl_1 + Hbl_2 + Hbl_3 + Cpx + Gl + Ilm, Rt$	
3K	$X_{NaCl} = 0.5$ $X_{H2O} = 0.5$	$Ilm + Cpx + Hbl_1 + Hbl_2 + Hbl_3 + Gl$	
2K	$X_{NaCl} = 0.63$ $X_{H2O} = 0.37$	$Cpx + Hbl_1 + Hbl_2 + Hbl_3 + Gl$	
5Z	$X_{NaCl} = 0.1$ $X_{H2O} = 0.9$;	$Gl + Hbl_1 + Hbl_2 + Hbl_3 + (Fe_3O_4 \times V_{0.44}O_{1.32})$	Новообразованный *Mag* в навеску исходного анортозита добавлялось ≈ 1мас. % TiO_2 и V_2O_3 и 3.4 мас. % FeO
Флюид H_2O-NaCl-CO_2			
1-IS	$X_{NaCl} = 0.17$ $X_{H2O} = 0.60$ $X_{CO2} = 0.23$	$Hbl_1 + Hbl_2 + Gl + Cal + Chl$	
2-IS	$X_{NaCl} = 0.33$ $X_{H2O} = 0.33$ $X_{CO2} = 0.34$	$Hbl_1 + Hbl_2 + Gl + Cal + Cpx + Opx$	

На рис. 1 видно, что в крупных кристаллах амфибола наблюдается зональность с более светлым – железистым – составом в центре (Hbl_1) и более магнезиальными краями (Hbl_2). Практически во всех опытах на самых краях амфибола, а также по трещинам, плоскостям спайности наблюдаются светлые участки Hbl_3 (рис. 1 б). Расплав занимает интерстиции между идиоморфными амфиболами (рис. 1 а), либо концентрируется в виде сферических образований (рис. 1 в). Появление подобных сферических форм является характерной особенностью опытов по плавлению алюмосиликатов в водно-солевых растворах из-за того, что две жидкости (расплав и флюид) не смачиваются (Newton, Manning, 2008).

В опыте 5Z (табл. 1), в котором в исходную навеску добавлялась смесь TiO_2-V_2O_3-FeO, после опыта появлялись очень мелкие, менее 5 мкм, прямоугольные кристаллы (рис. 1 г). Это новообразованный магнетит, средний состав которого: $Fe_3O_4 \times V_{0.44}O_{1.32.}$

Ильменит после опытов был представлен очень редкими кристаллами и иногда отсутствал в навесках после опытов. Связано это с тем, что содержание ильменита в исходном анортозите мало, поэтому он мог не попасть в исходную навеску анортозита, помещаемую в ампулу.

В опытах с флюидом H_2O-NaCl-CO_2 отмечался расплав, зональный амфибол Hbl_1 и Hbl_2, однако Hbl_3 не отмечались, вынесенное железо связывалось с CO_3^{2-} анионами, образуя мелкие, неравномерно расположенные карбонаты $(Ca_{0.23}Fe_{0.77})CO_3$ – $(Ca_{0.28}Fe_{0.72})CO_3$ (рис. 1 в).

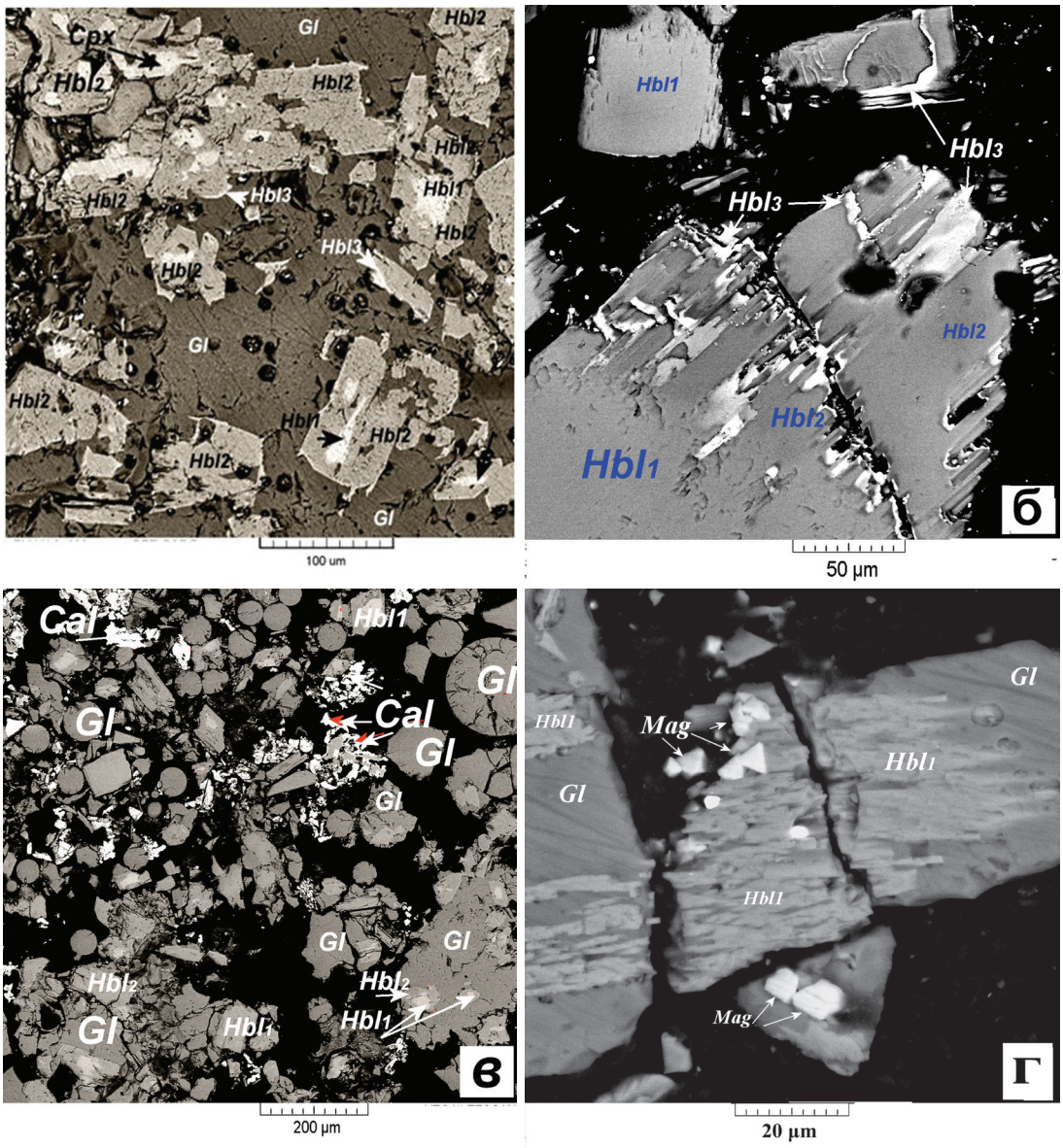


Рис.1. BSE-изображения продуктов опытов: а – крупные и зональные амфиболы с более светлыми участками в центре (Hbl_1) и более темными в краях (Hbl_2), закаленный расплав между амфиболами (опыт 4-IS); б – неравномерное распределение Fe и Mg в амфиболе с образованием сильно железистых участков Hbl_3, (опыт 5-IS); в – мельчайшие карбонаты между сферическими формами закаленного расплава и амфиболами (опыт 1-IS); г – кристаллы новообразованного магнетита в опыте 5Z

Fig. 1. BSE images of the experimental products: a – large and zoned amphiboles with lighter areas in the center (Hbl_1) and darker ones at the edges (Hbl_2), quenched melt between amphiboles (experiment 4-IS); б – unequal distribution of Fe - Mg in amphibole with the formation of highly-Fe Hbl_3, (experiment 5-IS); в – tiny carbonates between spherical forms of quenched melt and amphiboles (experiment 1-IS); г – crystals of newly formed magnetite in experiment 5Z

Состав фаз после опытов

Расплавы

Состав образующихся расплавов в системе H_2O-NaCl характеризуются уменьшением содержания SiO_2 и CaO и не меняющемся содержании Al_2O_3 при возрастающей солености флюида. В системе H_2O-NaCl-CO_2 содержание Ca и Fe в расплаве ниже на ≈ 1–2 % за счет осаждения карбонатов. Содержание TiO_2 в расплавах составляет 0–0.3 % и практически не зависит от X_{NaCl}. Однако добавление TiO_2 в исходную навеску приводит к увеличению содержания TiO_2 в расплаве до 1.1 % (опыт 5Z в табл. 1) Содержание FeO варьирует в интервале 0–4 % и не меняется при добавлении в исходную навеску 3 % FeO, зависимость от X_{NaCl} также неочевидна.

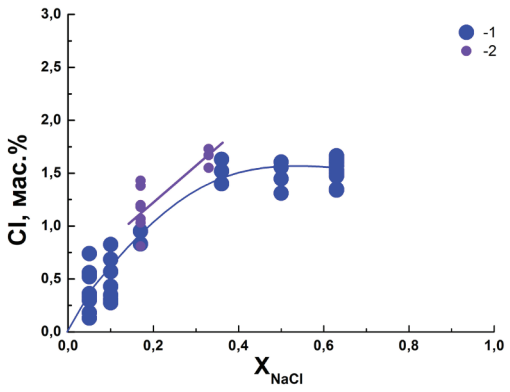


Рис. 2. Зависимость содержания хлора в расплаве от X_{NaCl} во флюиде: 1 – исходный флюид H_2O-NaCl; 2 – H_2O-NaCl-CO_2

Fig. 2. Dependence of the chlorine content in the melt on the Nacl in the fluid: 1– initial fluid H_2O-NaCl; 2 – H_2O-NaCl-CO_2

На рис. 2 видно, что содержание Cl в расплаве увеличивается с ростом X_{NaCl} во флюиде, причем содержание Cl в расплаве в случае наличия гомогенного водно-хлоридного флюида несколько ниже, чем в присутствии двухфазного H_2O-NaCl-CO_2, что уже отмечалось (Чевычелов, 2006).

В целом с увеличением X_{NACl} в исходном флюиде состав расплавов меняется от диоритов и гранодиоритов до сиенитов. В системе H_2O-NaCl-CO_2 состав расплавов характеризуется несколько большим содержанием SiO_2 и щелочей и соответствует не диоритам, а кварцевым монцонитам.

Амфиболы

Образующиеся в экспериментах амфиболы относятся к группе кальциевых, в которых $(Ca+Na)_B > 1.50$ и $Na_B < 0.50$, близки к паргаситам (Leake et al., 1997). Составы Hbl_1)в центре характеризуются железистостью $f_{Hbl1} = 0.3–0.4$. Содержание щелочей в Hbl_1 $(Na+K)_{Hbl1}$ возрастает с увеличением X_{NaCl} во флюиде (синяя стрелка на рис. 3). Hbl_1 от центра к краям сменяется магнезиальной Hbl_2, железистость которой $f < 0.2$. Это свидетельствует о выносе Fe и его переотложении на самых краях минерала, где формируется Hbl_3, железистость которой $f = 1$ (Hbl_1-Hbl_2-Hbl_3 на рис. 3). Оранжевыми значками на этом рисунке представлены соотношения $(Na+K)_{A+B} – f$ в амфиболах из анортозитов Колвицкого массива (2 на рис. 3) и из новообразованных метасоматических жил, секущих сланцеватость массива (3 на рис. 3). Как видно из рис. 3, только амфиболы Hbl_1, полученные в экспериментах, близки по составу амфиболам в природных метасоматических жилах.

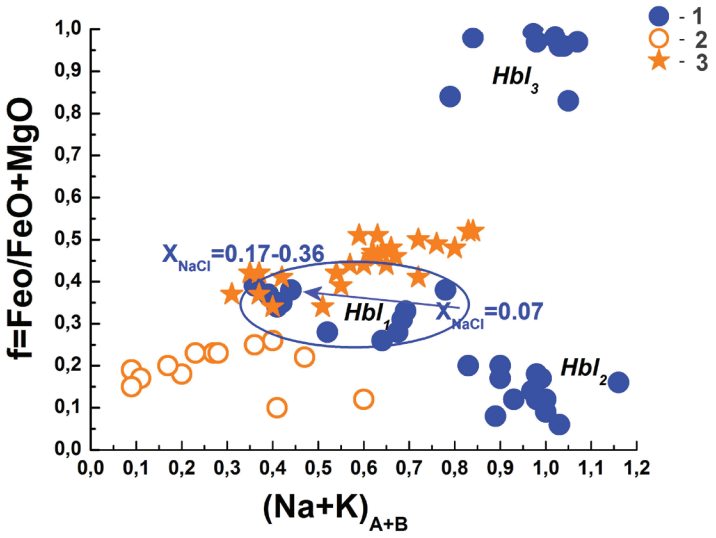


Рис. 3. Соотношение $(Na+K)_{A+B} – f$ в амфиболах: 1 – из опытов; 2 – амфиболы из измененных анортозитов; 3 – из метасоматических зональных жил Колвицкого массива

Fig. 3. The ratio (Na+K)A+B – *f* in amphiboles: 1 – from experiments; 2 – amphiboles from altered anorthosites; 3 – from metasomatic zonal veins of the Kolvitsky massif

Максимальное содержание TiO_2 в амфиболе Hbl_1 из опытов также, как FeO, близко к его содержанию в природных метасоматических амфиболах (1 на рис. 4). В средних и краевых частях амфибола (соответственно Hbl_2 и особенно Hbl_3) TiO_2 почти нет, т. е. Ti, также как и Fe, выносится из амфибола.

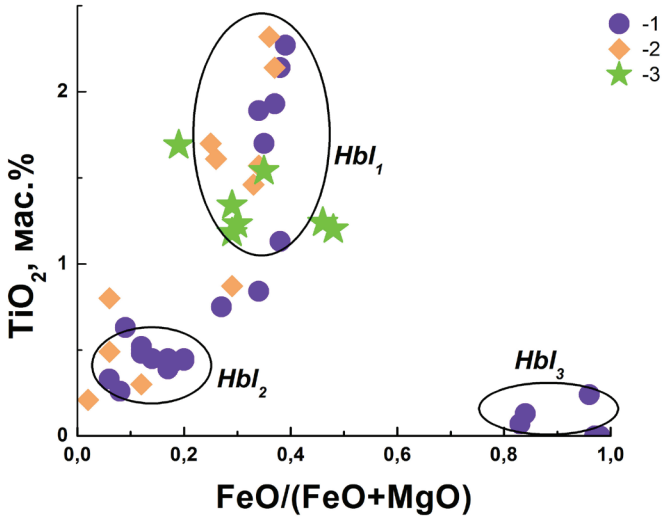


Рис. 4. Соотношение FeO/(FeO+MgO) – TiO_2 в амфиболах: 1–2 – из опытов: 1 – из опытов с флюидом H_2O-NaCl, 2 – с флюидом H_2O-NaCl+CO_2; 3 – из метасоматических жил Колвицкого массива

Fig. 4. The FeO/(FeO+MgO) – TiO_2 ratio in amphiboles: 1–2 – from experiments: 1 – from experiments with H_2O-NaCl fluid, 2 – with H_2O-NaCl+CO_2 fluid; 3 – from metasomatic veins of the Kolvitsky massif

Ильменит

Исходный ильменит после опытов меняет свой состав. Как видно на рис. 5, с увеличением X_{NaCl}, во флюиде увеличивается содержание TiO_2 в ильмените и уменьшается FeO. Содержание MgO в минерале резко возрастает с увеличением солености и уже при $X_{NaCl} > 0.17$ составляет около 10 %, что не является характерным для большинства промышленных ильменитовых концентратов, в которых содержание MgO обычно составляет: 0.1–2.0 % (чаще всего 0.5–1.5 %). Однако если вынесенное из амфибола железо фиксируется либо в виде Hbl_3, либо в виде железистых карбонатов, то остается неясным, за счет каких элементов происходят изменения состава ильменита: вероятнее всего за счет выноса FeO с дальнейшим образованием магнетита. Однако не исключено, что в опытах увеличение содержания TiO_2 в ильмените (рис. 5) проходило за счет Ti, вынесенного из Hbl_2 и Hbl_3.

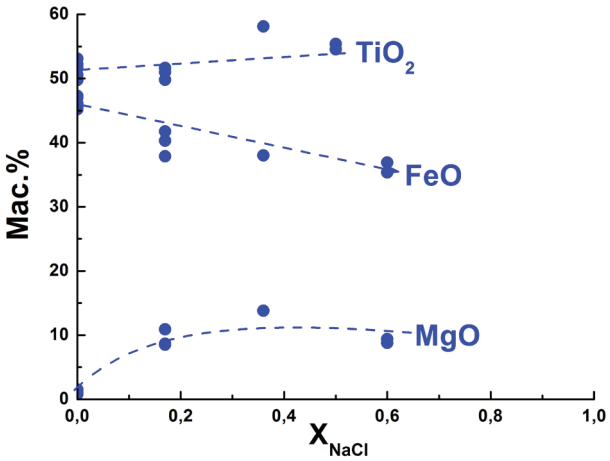


Рис. 5. Содержание MgO, FeO, TiO_2 в ильмените после опытов при различных X_{NaCl} во флюиде

Fig. 5. The content of MgO, FeO, and TiO_2 in ilmenite after experiments with various XNaCl in the fluid

Обсуждение результатов

Результаты экспериментов показали, что при взаимодействии растворов H_2O-NaCl с анортозитами происходит образование амфиболов Hbl_1 – паргаситов, состав которых полностью отвечает составам амфиболов в природных меланократовых жилах (рис. 3). С уменьшением X_{H_2O}, вызванной увеличением X_{NaCl} и/или добавлением X_{CO_2} в состав флюидов, в продуктах опытов могут сохраняться клино- и ортопироксен (табл. 1). В нормативный состав полученных расплавов входят кис-

лые плагиоклазы, иногда присутствующие в природных мафических жилах. Полученные в экспериментах минеральные ассоциации, главным образом паргасит, кислый плагиоклаз, а также оставшееся минералы анортозита – клино- и ортопироксен, по составу отвечают соответствующим минералам меланократовых жил. Однако появление железистых карбонатов в случае взаимодействия анортозитов с флюидами H_2O-NaCl$\pm CO_2$ для меланократовых жил не характерны. Только при ретроградной перекристаллизации жил на стадии остывания часто наблюдаются очень тонкие вторичные реакционные *Hbl-* или *Hbl-Pl* каемки между зернами *Grt* и *Mag*, а также тончайшие *Hbl* ± *Bt* ± *Ttn* прожилки, иногда с кальцитом, круто секущие линейность жил (Ходоревская, Кориковский, 2007).

В экспериментах получено, что Fe и Ti выносятся из мафических минералов анортозита. Четкий вынос Fe отмечался в образовании Hbl_3 и карбонатов с высоким содержанием Fe. Наблюдалось и уменьшение содержания TiO_2 от центров к краям амфибола. Однако новообразованные Fe-Ti минералы отмечены не были. И только при добавлении небольших количеств TiO_2, V_2O_3 и FeO в исходную навеску анортозита появлялся магнетит и в расплаве увеличивалось содержание TiO_2 (опыт 5Z), но новообразованный ильменит не отмечался и при добавках TiO_2.

Таким образом, проведенные эксперименты подтвердили утверждение о том, что формирование высокотемпературных меланократовых жил в габбро-анортозитах проходит при высоких P-T-параметрах при участии флюидов сложного состава, в которых наряду с H_2O и CO_2 большую роль играют высококонцентрированные растворы и рассолы солей. Однако условия локализации или концентрированного переотложения ильменита-магнетита, как это наблюдается во внутренних зонах природных метасоматических меланократовых жил, нами получены не были. Для этого необходимы дальнейшие экспериментальные исследования.

Благодарности

Работа выполнена в рамках темы гос. задания ИЭМ РАН № FMUF-2022-0004.

Литература

1. Богданова М. Н., Ефимов М. М., Сорохтин Н. О. и др. Развитие полиметаморфизма в гранулитовом поясе Кольского полуострова (Колвицкая зона) и U-Pb датирование диафтореза анортозитовой ассоциации // Доклады АН. 1993. Т. 331. С. 3.
2. Глебовицкий В. А. Ранний докембрий Балтийского щита. Спб. Изд-во: Наука, 2005. 711 с.
3. Кориковский С. П., Аранович Л. Я. Чарнокитизация и эндербитизация основных гранулитов Лапландского гранулитового пояса (южная часть Кольского полуострова, район Порьей губы): I. Петрология и термобарометрия // Петрология. 2010. Т. 18, № 4. С. 340–368.
4. Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М. Изд-во: Наука, 1975. 234 с.
5. Ходоревская Л. И., Кориковский С. П. Метасоматические гранат-клинопироксен-ортопироксен-роговообманковые жилы в метаанортозитах Колвицкого массива, Кольский полуостров: минеральный состав и связь с сингранулитовой гранитизацией // Доклады АН. 2007. Т. 415, № 4. С. 539–543.
6. Ходоревская Л. И. Метаморфизм и метасоматоз гранулитовой фации в габбро-анортозитах Колвицкого массива, Кольский полуостров // Геохимия. 2012. № 3. С. 298–298.
7. Чевычелов В. Ю. Распределение летучих, породообразующих и рудных компонентов в магматических системах: экспериментальные исследования: автореф. дисс.… д-ра геол.-минерал. наук. М.: МГУ. 2013.
8. Шарков Е. В. Анортозитовые ассоциации Кольского полуострова // Анортозиты Земли и Луны. М. Изд-во: Наука. 1984. С. 5–61.
9. Шмулович К. И., Грэм К. Равновесие плагиоклаз водный раствор (NaCl - $CaCl_2$): концентрационная зависимость // Петрология. 2008. Т. 16, № 2. С. 191–206.
10. Юдин Б. А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Ленинград. Изд-во: Наука, 1980. 169 с.
11. Helz R. T. Phase relations of basalts in their melting ranges at PH2O = 5 kb. Part II. Melt compositions // Journal of Petrology. 1976. V. 17, No. 2. P. 139–193. https://doi.org/10.1093/petrology/17.2.139.
12. Leake B. E. Nomenclature of amphiboles // Mineralogical Magazine. 1997. V. 61. P. 296–311. https://doi.org/10.1180/0026461046810182.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 227–236

Индикаторные характеристики детритовых минералов из руслового аллювия р. Кубань в пределах Кубанского тектонического блока Большого Кавказа

Чефранова А. В., Левицкая Л. А., Григорьева А. В.
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, achefra@mail.ru

Аннотация. Исследованы особенности химического состава граната и строения циркона из аллювия р. Кубань на участке между устьем р. Худес до устья р. Теберды в пределах обнаженной части Кубанского блока Бечасынской зоны Большого Кавказа с целью получения сведений о составе их коренных источников, особенностях транспортировки и сохранности на различных участках речной долины. Для достижения цели использован комплекс методов, включающий минералогический анализ тяжелой фракции, морфологический (BSE) и микроанатомический (CL) анализ циркона, а также определение химического состава граната методом сканирующей микроскопии. В вещественном составе изученных проб установлено изменение минеральной ассоциации, обусловленное не столько составом источников, сколько влиянием гидродинамического фактора, способствующего дроблению мелких зерен и уменьшению зернистости обломочного вещества. Детальное изучение морфологии и внутреннего строения детритового циркона, напротив, продемонстрировало ярко-выраженное влияние ближайших источников сноса на популяцию данного минерала в каждой исследованной пробе. Состав детритового граната в изученных пробах относительно постоянен и указывает на источник, которым являлись силлиманит-биотит-мусковитовые гнейсы, развитые в верховьях р. Кубань. Количество зерен детритового граната в аллювии уменьшается вниз по течению реки. Можно предположить, что влияние активной гидродинамики, способствующей процессам дробления, особенно выражено сказывается на обновлении популяций мелких зерен акцессорных минералов, в то время как количество породообразующих минералов, таких как гранат, лишь уменьшается в аллювии горной реки.

Ключевые слова: детритовый гранат, рутил, морфология циркона, питающие провинции, р. Кубань, Кубанский тектонический блок.

Indicator characteristics of detrital minerals from the channel alluvium of the Kuban River within the Kuban tectonic block of the Greater Caucasus

Chefranova A. V., Levitskaya L. A., Grigorieva A. V.
Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, achefra@mail.ru

Abstract. The chemical composition of garnet and the structure of zircon from the alluvium of the Kuban River in the area between the mouth of the Khudes River and the mouth of the Teberda River within the exposed part of the Kuban block of the Bechasyn zone of the Greater Caucasus were studied in order to obtain information on the composition of their primary sources, transportation features and preservation in different areas of the river valley. To achieve this goal, a set of methods was used, including mineralogical analysis of the heavy fraction, morphological (BSE) and microanatomical (CL) analysis of zircon, as well as determination of the chemical composition of garnet by scanning microscopy. A change in the mineral association was established in the material composition of the studied samples, caused not so much by the composition of the sources as by the influence of the hydrodynamic factor, which contributes to the crushing of small grains and a decrease in the granularity of the detrital matter. A detailed study of the morphology and internal structure of detrital zircon, on the contrary, demonstrated a pronounced influence of the nearest demolition sources on the population of this mineral in each studied sample. The composition of detrital garnet in the studied samples is relatively constant and points to the source, which was sillimanite-biotite-muscovite gneisses developed in the upper reaches of the Kuban River. The amount of detrital garnet grains in the alluvium decreases downstream. It can be assumed that the influence of active hydrodynamics, which promotes crushing processes, is especially pronounced in the renewal of populations of small grains of accessory minerals, while the amount of rock-forming minerals, such as garnet, only decreases in the alluvium of the mountain river.

Keywords: detrital garnet, rutile, zircon morphology, feeder provinces, Kuban River, Kuban tectonic block.

Введение

В последнее время использование индикаторных характеристик состава многих терригенных минералов все чаще становится неотъемлемой частью региональных палеогеографических реконструкций. Одним из наиболее часто используемых при поисках питающих провинций минералов, является циркон. Его индикаторные свойства как минерала геохронометра, геотермометра в комплексе с особенностями химического состава, морфологией и внутренним строением позволяют получить немало сведений о природе источника. При этом циркон в силу особенностей своей U–Th–Pb изотопной системы при датировании демонстрирует время кристаллизации, происходившей в равновесии с магматическим расплавом, либо время высокотемпературного метаморфизма. При этом геологические события, не достигшее критических температур, способных нарушить U-Th-Pb систему циркона, не попадают «в поле зрения» метода изотопного датирования. Получить более полную информацию об участии магматических и метаморфических источников обломочного материала, аккумулированного в песчаных осадках, помогают результаты изучения ассоциированных с цирконом детритовых минералов переменного состава, типичных для определенных магматических и метаморфических пород. Это можно связать с тем, что изоморфная емкость таких минералов довольно строго определена P-T-C условиями их кристаллизации. В первую очередь это гранат, который представляет собой сквозной породообразующий минерал многих метаморфических фаций, а также присутствует в качестве акцессорного в некоторых плутонических и изверженных магматических породах.

Интерес к палеогеографическим реконструкциям для осадков неоген-четвертичного возраста на Кавказе и Предкавказье неуклонно растет в связи с решением вопросов минерагении редкометалльно-титановых россыпей Ставропольского свода, Адыгейского выступа и Керченско-Таманской зоны (Чефранова и др., 2013; Чефранова, Чефранов, 2022), особенно в контексте появляющихся в научной литературе публикаций, посвященных пересмотру времени формирования орогена Большого Кавказа (Кузнецов, Латышева и др., 2024; Кузнецов, Романюк и др., 2024). С учетом вышесказанного актуальность исследования индикаторных особенностей состава терригенных минералов из аллювия рек Большого Кавказа заключается в необходимости получения сведений о составе таковых из различных коренных пород, участвующих в строении орогена, об особенностях транспортировки и сохранности детрита на различных участках речных долин.

Целью данного исследования является изучение особенностей состава граната и строения циркона из аллювия р. Кубань на участке между устьем р. Худес до устья р. Теберды в пределах обнаженной части Кубанского блока Бечасынской зоны Большого Кавказа. Для достижения цели использован комплекс методов, в том числе минералогический анализ тяжелой фракции проб из речного аллювия р. Кубань, морфологический и микроанатомический анализ циркона, а также определение химического состава граната методом сканирующей микроскопии.

В качестве объекта исследования выбран участок р. Кубань в пределах обнаженной части Кубанского блока Бечасынской зоны Большого Кавказа (рис. 1). Данный участок интересен тем, что в верховьях р. Кубань дренирует комплекс гранитов Главного Кавказского хребта, метаморфические породы нижнего палеозоя (Герасимов и др., 2015) и средне-верхнепалеозойские осадочные породы Передового хребта, продукты разрушения которых должны присутствовать в ее аллювии. В пределах Кубанского блока обнажаются метаморфические и магматические нижнепалеозойские породы, а также верхнепалеозойский магматический комплекс. Выбор первой точки опробования в правом борту р. Кубани у устья р. Худес (проба KV-5.2 43°35′48.8″N, 42°8′6.45″E ± 16 м) обусловлен тем, что в вещественном составе аллювия должна находиться минеральная ассоциация, несущая следы разрушения всего комплекса пород (магматических, метаморфических и осадочных), участвующих в строении водосбора верховьев р. Кубань. При выборе второй точки опробования в правом борту р. Кубань на излучине между устьями ее правых притоков р. Ташлыкол и р. Кара-Сырх (проба KV-5 43°39′38.41″N, 41°59′8.81″E ± 4 м) у северо-западного обнаженного края Кубанского блока учитывался тот факт, что на отрезке реки между точками опробования на поверхность

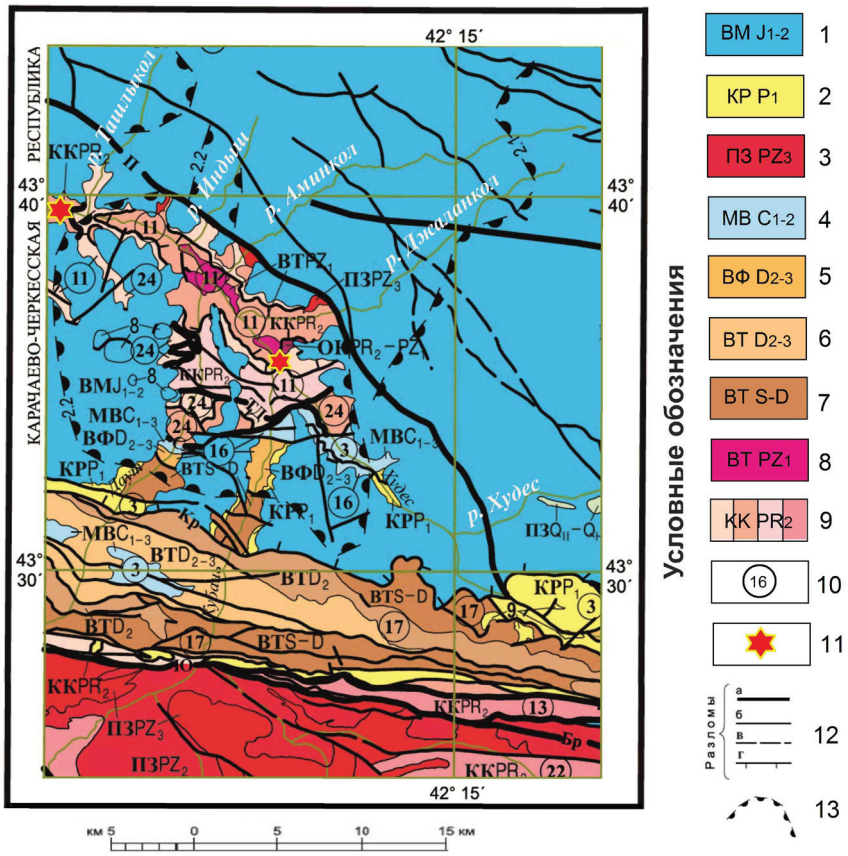


Рис. 1. Схема геологического строения Кубанского тектонического блока Бечасынской зоны Большого Кавказа (фрагмент Тектонической схемы листа K-38-I, VII ФГУГП «Кавказгеолсъемка», 2004 г. с изменениями и дополнениями).

Геодинамические комплексы и слагающие их формации* (1-17).** *Внешнего шельфа активной окраины: мелководные* – **1** – глинисто-песчаная, вулкано-кластическая, трахи-андезитовая. *Коллизионные*: континентального рифтогенеза – **2** – молассовая с дацитами, андезитами и туфами; *вулкано-плутонической зоны* – **3** – гранитовая; *межгорных впадин* – **4** – молассовая угленосная с андезибазальтами, риолитами, туфами. *Островной вулканической дуги*: **5** – вулканогенно-терригенная; **6** – терригенная турбидитовая; **7** – базальт-андезит-риолитовая, кремнисто-терригенная; **8** – диоритовая. *Комплексы основания*: **9** – **а** – амфиболито-сланцево-гнейсовая, **б** – сланцевая, **в** – кварцитовая, **г** – гранит-гранодиорито-гнейсовая мигматитовая. **10** – ***Главные структуры и их номера: 3 – впадины с карбоновой и пермской молассой; 9 – Бечасынское поднятие; 11 – Кубанский тектонический блок; 13 – Пшекиш-Тырныаузская глубинная межблоковая шовная зона; 16 – Тоханский покров; 17 – Кызылкольский покров; 24 – Шаукамысыртская складчатая зона; **11** – место отбора проб; **12** – разломы: а – главные (структурные швы); неустановленой кинематики – б – достоверные; в – предполагаемые; г – надвиги; **13** – контуры юрских палео-вулканических центров: 2.1 – Бечасынский, 2.2 – Даутский, 2.3. – Карачаевский

Fig. 1. Scheme of the geological structure of the Kuban tectonic block of the Bechasyn zone of the Greater Caucasus (fragment of the Tectonic scheme of sheet K-38-I, VII of the Federal State Unitary Enterprise «Kavkazgeolsemka», 2004 with changes and additions).

Geodynamic complexes and their constituent formations* (1-17)**. *Outer shelf of the active margin*: *shallow* – **1** – clayey-sandy, volcanoclastic, trachy-andesitic. *Collision*: continental rifting – **2** – molasse with dacites, andesites and tuffs; *volcano-plutonic zone* – **3** – granite; *intermontane basin*s – **4** – molasse coal-bearing with basaltic andesite, rhyolite, tuffs. *Island volcanic arc*: **5** – volcanogenic-terrigenous; **6** – terrigenous turbidite; **7** – basalt-andesite-rhyolite, siliceous-terrigenous; **8** – diorite. *Basement complexes*: **9** – **a** – amphibolite-schist-gneiss, **b** – schist, **c** – quartzite, **d** – granite-granodiorite-gneiss migmatite. **10** – ***Main structures and their numbers: 3 – depressions with Carboniferous and Permian molasse; 9 – Bechasyn uplift; 11 – Kuban tectonic block; 13 – Pshekish-Tyrnyauz deep interblock suture zone; 16 – Tokhan nappe; 17 – Kyzylkol nappe; 24 – Shaukamysyrt folded zone; **11** – Sampling point; **12** – Faults: a – main (structural sutures); of unknown kinematics – b – reliable; c – inferred; d – thrusts; **13** – Contours of Jurassic paleo-volcanic centers: 2.1 – Bechasynsky, 2.2 – Dautsky, 2.3 – Karachaevsky

выходят разновозрастные магматические комплексы пород, влияние которых должно отразиться в вещественном составе аллювия.

Методы исследования

Отобранные для исследования пробы с помощью набора сит, разделены на гранулометрические классы. Разделение минералов на монофракции осуществлялось в зависимости от их удельного веса и магнитной восприимчивости в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (г. Москва).

Минералогический анализ осуществлялся в отраженном (бинокулярный микроскоп) и проходящем свете (поляризационный микроскоп) с использованием иммерсионных препаратов.

Для исследования особенностей морфологического строения зерна циркона сначала были помещены на двусторонний скотч для изготовления снимков в режиме обратно рассеянных электронов BSE (на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610lv). После чего зерна были имплантированы в эпоксидную шайбу и вскрыты на половину толщины зерна. Внутреннее строение зерен циркона изучалось при помощи изображений цветной катодной люминесценции (CL), полученных в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (аналитик Т. И. Голованова) на базе электронно-зондового микроанализатора Cameca MS-46 с использованием цифровой камеры Videoscan 285 и ПО Viewer.

Зерна граната из каждой пробы были вмонтированы в эпоксидные запрессовки. Вскрытие и полировка минералов, запрессованных в эпоксидные шайбы осуществлялось способом истирания на тонкозернистых алмазных порошках без участия реагентов, содержащих хром.

Химический состав 150 зерен граната определен в центре коллективного пользования «ИГЕМ-аналитика» (г. Москва, ИГЕМ РАН) методом сканирующей электронной микроскопии JSM-5610lv (Jeol, Япония). Данные элементного состава зёрен получены при помощи EDS (энергодисперсионный детектор) – ULTIM MAX 100 (Oxford ink., Великобритания). Программное обеспечение – AZtec Version 5.1 (Oxford ink.). Условия съемки спектров: время съемки 50.0s, ускоряющее напряжение 25.00kV, увеличение 180×, число каналов 2048, энергетический диапазон (кэВ) 20 keV, энергия на канал (эВ) 10.0eV, тип детектора Ultim Max 100, первичный детектор AZtec.

Результаты минералогического анализа

Проба KV-5.2, отобранная в правом борту р. Кубани у устья р. Худес (43°35′48.8″N, 42°8′6.45″E ± 16 м) представлена грязно-серым среднезернистым полимиктовым песком. Проба KV-5, отобранная в правом борту р.Кубань на излучине между устьями ее правых притоков р. Ташлыкол и р. Кара-Сырх (43°39′38.41″N, 41°59′8.81″E ± 4 м) представлена желтоватым среднемелкозернистым полимиктовым песком.

В легкой песчаной фракции аллювия р. Кубань (в пределах Кубанского блока) преобладают кварц, плагиоклазы и калиевые полевые шпаты в сумме составляющие 80–95 %. Также в легкой фракции отмечены слюды, сростки кварца с полевыми шпатами, амфиболами, эпидотом, слюдами, обломки пород (кварцитов, слюдистых сланцев, гранитов). Соотношение между кварцем и полевыми шпатами в составе легкой фракции постепенно изменяется вниз по течению за счет увеличения доли кварца. В крупно песчаной фракции существенную долю составляют обломки пород. Минералы легкой фракции неокатаны и представлены угловатыми обломками.

Среди тяжелых минералов в пробах KV-5.2 и KV-5 аллювия р. Кубань преобладают биотит и гидрослюды, лимонит, пироксены (преимущественно гиперстен), гранаты, амфиболы, хлорит, эпидот, актинолит, силлиманит, реже андалузит и кианит, сульфиды, которые концентрируются преимущественно в классе песчаной размерности 0.25–0.1 мм. В алевритовом гранулометрическом классе (менее 0.1 мм) диагностированы ильменит, лейкоксен, циркон, апатит, рутил, сфен, турмалин и монацит. Зерна минералов тяжелой фракции в большинстве своем представлены кристаллами и их угловатыми обломками.

Главным отличием в ассоциации тяжелых минералов аллювия у устья р. Худес (проба KV-5.2) является отсутствие рутила, турмалина, незначительное количество зерен циркона (порядка 1 %

от выхода тяжелой фракции), при широком распространении слюд и пироксенов. Вниз по течению в аллювии р. Кубани (проба KV-5) увеличивается количество лимонита, циркона, появляются в знаковых количествах рутил, турмалин и сульфиды. Таким образом, у устья р. Худес в пробе KV-5.2 в русловом аллювии преобладает слюдисто-пироксено-гранатовая ассоциация тяжелых минералов, а ниже по течению на участке от устья р. Худес до северо-западного обнаженного края Кубанского блока в пробе проба KV-5 – пироксено-слюдисто-лимонитовая.

Результаты изучения морфологии и внутренней структуры циркона

Зерна детритового циркона из устья р. Худес (проба KV-5.2) представлены прозрачными субидиоморфными (40 %) и идиоморфными (32 %) кристаллами различной степени сохранности, угловатыми обломками неправильной формы (21 %), а также округлыми зернами овального облика (7 %). Среди ограненных кристаллов наибольшим распространением пользуются морфотипы S_{13}, S_{23}, S_{24} и J_4 с комбинацией призм от {100}={110} до {100} и дипирамид {101}={211} и {101}>{211} с коэффициентом удлинения от 2 до 4 (рис. 2 a, зерна 1, 2, 3, 5), в единичном случае отмечен короткостолбчатый кристалл (рис. 2 a, зерно 7). Поверхность кристаллов гладкая с четкими гранями и ребрами, часто на поверхности имеются следы растворения (рис. 2 a, зерно 3) и совместного роста с другими минералами (рис. 2 a, зерна 1, 2). Идиоморфные кристаллы имеют признаки нарушения осциляторной зональности (рис. 2 b, зерна 1–5, 7), кристаллы с развитием гексагональных призм отличаются ярко-синим цветом катодной люминесценции (CL) и наличием включений апатита (рис. 2 a, зерна 1, 2).

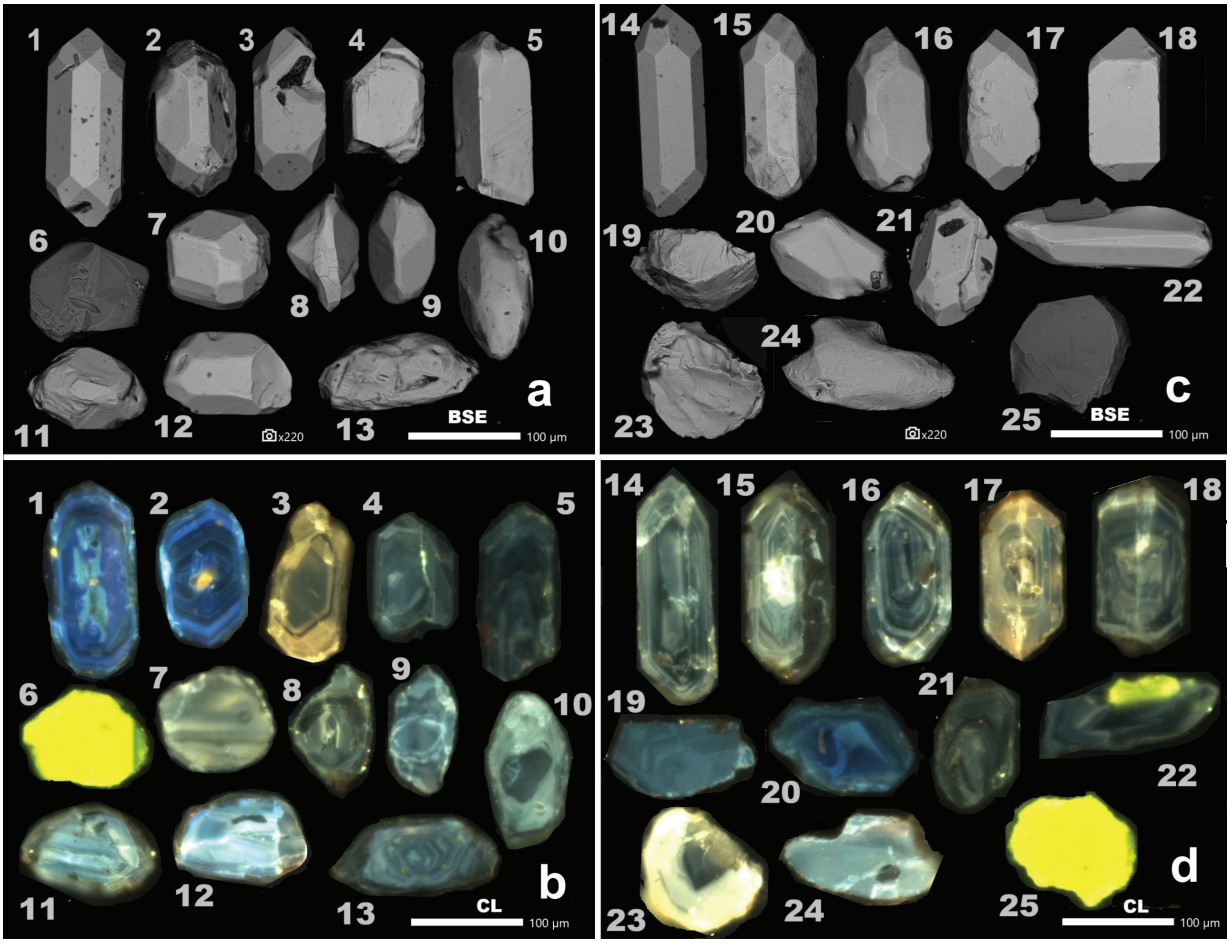


Рис. 2. Особенности морфологии (BSE) и внутреннего строения (CL) зерен детритового циркона и апатита из аллювия р.Кубань в пробе KV-5.2 (a, b) и пробе KV-5 (c, d)

Fig. 2. Features of the morphology (BSE) and internal structure (CL) of detrital zircon and apatite grains from the alluvium of the Kuban River in sample KV-5.2 (a, b) and sample KV-5 (c, d)

Для субидиоморфных кристаллов циркона из пробы KV-5.2 характерны скругленные очертания, обусловленные нарастанием регенерационных кайм, повторяющих облик правильно оформленных кристаллов (рис. 2 a, зерна 9, 12). На гладкой поверхности субидиоморфных зерен часто наблюдаются следы растворения в виде каверн различных размеров. Во внутренней структуре регенерированных зерен отчетливо проявлены ядра первичных растворенных кристаллов циркона (рис. 2 b, зерна 8–10), а также признаки глубокого нарушения зональности. Среди округлых зерен циркона овального облика диагностированы окатанные зерна с матовой поверхностью и зерна с гладкой регенерированной поверхностью Характер внутренней структуры округлых зерен циркона овального облика (рис. 2 a, b; зерна 10, 11, 13) аналогичен особенностям строения субидиоморфных зерен.

Зерна детритового циркона из руслового аллювия р. Кубани (проба KV-5) у северо-западного обнаженного края Кубанского блока представлены субидиоморфными (51 %) и идиоморфными (29 %) кристаллами, обломками неправильной формы (11 %) и округлыми зернами овального облика с шероховатой (3 %) и гладкой (7 %) поверхностью. Характерной особенностью циркона из пробы KV-5 является преобладание удлиненно-призматических идиоморфных и субидиоморфных кристаллов с коэффициентом удлинения от 4 до 6 и более, и присутствие кристаллов игольчатого облика. В строении кристаллов участвует комбинация призм от гексагонального до тетрагонального габитуса с дипирамидами {101}={211}, соответствующих морфотипам S_{13}, S_{18}, S_{23} и J_3 (рис. 2 c, зерна 14–17). В подчиненном количестве диагностированы тетрагональные кристаллы J_4 типа, коэффициент удлинения которых варьирует от 2 до 3 (рис. 2 c, зерно 18). Внутренняя зональность кристаллов S_{13}, S_{18}, S_{23} и J_3 типа осцилляторная с незначительными признаками регенерации (рис. 2 d, зерна 14–17), в то время как у более высокотемпературных кристаллов J_4 типа отмечены признаки глубокого нарушения первичной зональности (рис. 2 d, зерно18).

Строение субидиоморфных зерен циркона из пробы KV-5 характеризуется как сглаженными очертаниями за счет обрастания регенерационными каймами, так и наличием сростков и включений (рис. 2 c, зерна 20–22). Внутренняя структура этих зерен имеет признаки глубокого нарушения первичной зональности (рис. 2 d, зерна 20–22).

Зерна циркона неправильной формы из пробы KV-5 имеют неровную, часто волнистую поверхность иногда с кавернами, обусловленную процессами растворения (рис. 2 c, зерна 19, 23). Редко на поверхности зерен неправильной формы можно наблюдать неравномерные волнистые и почкообразные наросты, вызванные процессами регенерации. Во внутренней структуре таких зерен преобладают признаки глубокого нарушения первичной зональности, вплоть до ее гомогенизации (рис. 2 d, зерна 19, 23, 24).

Преобладание в пробе KV-5.2 субидиоморфных и идиоморфных регенерированных кристаллов, а также присутствие ксеногенных ядер в цирконе округлого облика свидетельствует в пользу того, что их источником с большой долей вероятности выступали метаморфические, возможно гнейс-мигматитовые комплексы пород.

В то время как присутствие удлиненно-призматических кристаллов с осцилялторной зональностью в пробе из руслового аллювия р. Кубани (проба KV-5) свидетельствует о появлении на участке между устьем р. Худес и северо-западным обнаженным краем Кубанского блока магматического источника. Вероятно, источником кристаллов ряда S_{13}, S_{18}, S_{23} и J_3 выступал верхнепалеозойский Кубанский гранит-порфировый гипабиссальный комплекс, выходы которого фиксируются в руслах рек Джаланкол и Аминкол. В то время как источником более высокотемпературных тетрагональных кристаллов J_4 типа мог являться нижнепалеозойский Аманкольский диоритовый комплекс, обнажающийся в русле р.Кубани.

Обращает на себя внимание существенное обновление популяции циркона на участке между устьем р. Худес и северо-западным обнаженным краем Кубанского. В первую очередь отмечено значительное уменьшение количества (до знакового) регенерированных кристаллов циркона с ярко-синим цветом катодной люминесценции и появление их единичных осколков в пробе KV-5, а также практически полное исчезновение зерен с ксеногенными ядрами.

Результаты исследования состава детритового граната

При петрогенетической типизации граната использована тройная дискриминационная диаграмма, откалиброванная в работе (Mange, Morton, 2007) для граната из магматических и некоторых метаморфических пород, модернизированная в работе (Krippner et al., 2014) с учетом состава гранатов из метаосадочных пород различных фаций. Для сравнения на эту диаграмму нанесены точки состава гранатов из ближайших известных выходов различных метаморфических комплексов, слагающих герцинский фундамент Большого Кавказа (рис. 3 b) по данным Д. М. Шенгелиа и С. П. Кориковского (Петрология…, 1991).

В составе граната из пробы KV-5.2 преобладает альмандин-пироп (Alm_{52-75}, Prp_{15-26}, Sps_{6-9}, Grs_{4-7}), количество которого достигает 60 %. Второй по распространённости (39 %) тип граната – альмандин-спессартин с повышенной пироповой компонентой (Alm_{57-66}, Sps_{20-24}, Prp_{10-14}, Grs_{2-3}). В резко подчиненном количестве (1 %) отмечен альмандин-пироп-гроссуляр (Alm_{60}, Prp_{14}, Grs_{14}, Sps_{6}). По аналогии с составом граната из герцинских метаморфических комплексов Большого Кавказа (рис. 3 b) можно предположить, что формирование альмандин-пиропа из пробы KV-5.2 должно быть генетически связано с метапелитами силлиманит-биотит-мусковитовой субфации метаморфизма. Присутствие альмандин-спессартинового граната с повышенной пироповой компонентой может быть связано с мигматитами с гранат-силлиманит-биотитовым реститом. Выходы мигматитов аналогичного состава известны в верховьях р. Хузрук, правого притока р. Кубани, расположенного чуть выше по ее течению от устья р. Худес.

Гранат из пробы KV-5 представлен двумя разновидностями – на 60 % альмандин-пиропом (Alm_{66-80}, Prp_{13-25}, Sps_{4-10}, Grs_{2-6}) и на 40 % альмандин-спессартином с относительно повышенной пироповой компонентой (Alm_{62-80}, Sps_{13-27}, Prp_{5-13}, Grs_{1-3}). В общих чертах состав граната и количественное отношение установленных разновидностей из обеих проб аллювия в пределах Кубанского блока аналогично. Можно предположить, что источником альмандин-пиропа из пробы KV-5 также являлись метапелиты силлиманит-биотит-мусковитовой субфации метаморфизма. При этом состав альмандин-спессартина с относительно повышенной пироповой компонентой в этой пробе имеет больше сходных черт с составом граната магматического происхождения. Аналогичный состав граната установлен в А. В. Окросцваридзе (1995) в герцинских мигматитах, плагиогранитах и гранодиоритах Большого Кавказа, а также в гранитах Даховского массива (Золотарева, Ненахов, 2006), который вместе с позднепалеозойскими гранитами Кубанского блока входит в состав Малкинского интрузивного комплекса.

Несмотря на то, что однозначная идентификация источника альмандин-спессартина с повышенной пироповой компонентой затруднительна по причине схожих особенностей состава такового их магматических и метаморфических (метапелиты силлиманит-биотит-мусковитовой и ставролит-биотит-андалузитовой субфации) комплексов, мы склонны предполагать, что в качестве его источника в аллювии р. Кубань на участке между устьем р.Худес и северо-западным обнаженным краем Кубанского блока выступали как метаморфические, так магматические породы.

Обсуждение результатов

В составе аллювия р. Кубань у устья р. Худес (проба KV-5.2) установлено большое количество слюд и пироксенов, присутствие которых обусловлено как составом пород источников (нижнепалеозойские метаморфические породы и разновозрастные изверженные породы), так и размером зерен (0.25–0.1 мм), определяющим их гидродинамическую дифференциацию в осадке. В этом контексте важно отметить, что изменение состава минеральной ассоциации в пробе KV-5 (увеличение количества зерен лимонита и циркона, появление рутила, турмалина и сульфидов), отобранной ниже по течению на песчаном «пляже» у излучины р. Кубани, может быть связано не только с изменившимся характером состава пород источников, но и с незначительным увеличением количества мелкозернистого материала, обусловленным, как особенностями динамики водного потока на данном участке, так и с дроблением материала вниз по течению. Влияние динамики водного

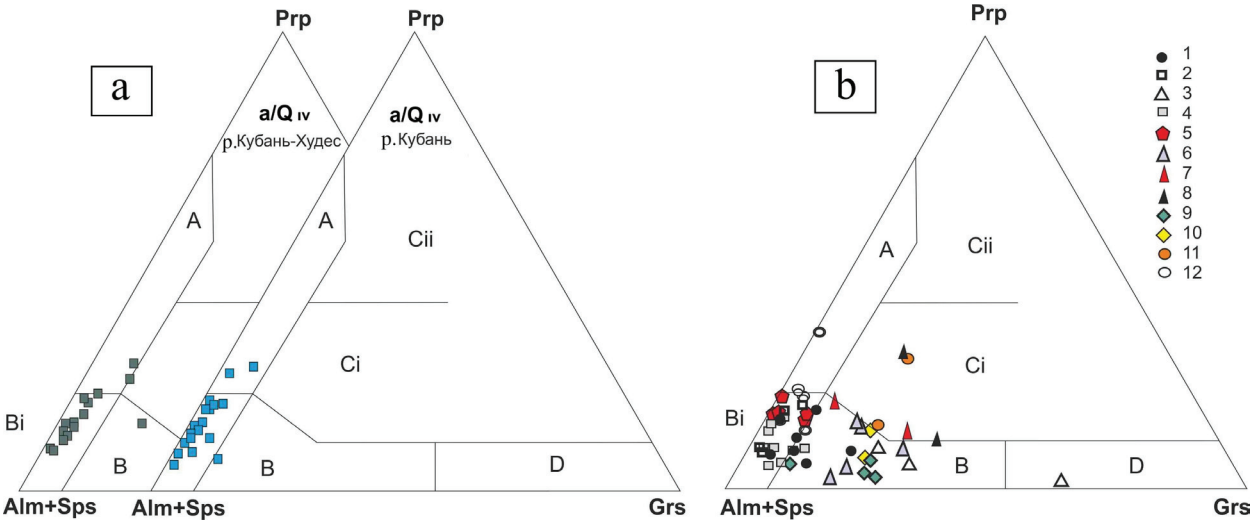


Рис. 3. Дискриминационные диаграммы индикаторных характеристик состава граната из (a) руслового аллювия р. Кубани (пробы KV-5 и KV-5.2) и (b) метаморфических комплексов Большого Кавказа (Петрология…, 1991) откалиброванные по (Mange, Morton, 2007; Krippner et al., 2014).

A – метаосадочные породы гранулитовой фации, чарнокиты и основные изверженные породы; B – метабазиты амфиболитовой фации; Bi – метапелиты амфиболитовой фации и переходные к основным изверженным породам; Ci – основные породы высоких давлений; Cii – магнезиальные ультраосновные породы (пироксены и перидотиты); D – метасоматические породы, скарны.

Точки состава граната из метаморфических комплексов Большого Кавказа (Петрология…, 1991): 1 – из бедных CaO метапелитов ставролит-андалузитовой субфации Лабино-Буульгенской серии в западной части Перевальной зоны; 2 – из мусковитсодержащих метапелитов ставролит-силлиманитовой субфации Лабино-Буульгенской серии в западной части Перевальной зоны; 3 – из богатых CaO ставролит-биотит-андалузитовой субфации клычской свиты; 4 – из бедных CaO и мусковитсодержащих метапелитов ставролит-хлоритоидной и ставролит-хлоритовой субфаций лаштракской свиты; 5 – из бедных CaO метапелитов ставролит-биотит-кианитовой субфации аджарской свиты; 6 – из метаморфитов ставролит-биотит-кианитовой субфации Блыбского комплекса; 7 – из богатых CaO пород ставролит-биотит-кианитовой субфации лабарданской свиты Блыбского комплекса; 8 – из амфиболитизированных эклогитов блыбского комплекса района Большой Лабы; 9 – из метаморфических пород гранатовой субфации речепстинского комплекса; 10 – из кианитовых эклогитов Блыбского комплекса района Малой Лабы; 11 – из метаморфических пород силлиманит-биотит-мусковитовой субфации речепстинского комплекса; 12 – из метапелитов биотит-силлиманит-калишпатовой субфации эльбрусско-макерского комплекса

Fig. 3. Discrimination diagrams of indicator characteristics of garnet composition from (a) channel alluvium of the Kuban River (samples KV-5 and KV-5.2) and (b) metamorphic complexes of the Greater Caucasus (Petrology …, 1991) calibrated according to (Mange, Morton, 2007; Krippner et al., 2014).

A – metasedimentary rocks of granulite facies, charnockites and mafic igneous rocks; B – metabasites of amphibolite facies; Bi – metapelites of amphibolite facies and transitional to mafic igneous rocks; Ci – high-pressure mafic rocks; Cii – magnesian ultramafic rocks (pyroxenes and peridotites); D – metasomatic rocks, skarns.

Composition points of garnet from metamorphic complexes of the Greater Caucasus (Petrology..., 1991): 1 – from CaO-poor metapelites of the staurolite-andalusite subfacies of the Labino-Buulgen Series in the western part of the Perevalnaya zone; 2 – from muscovite-bearing metapelites of the staurolite-sillimanite subfacies of the Labino-Buulgen Series in the western part of the Perevalnaya zone; 3 – from CaO-rich staurolite-biotite-andalusite subfacies of the Klych Formation; 4 – from CaO-poor and muscovite-bearing metapelites of the staurolite-chloritoid and staurolite-chlorite subfacies of the Lashtrak Formation; 5 – from CaO-poor metapelites of the staurolite-biotite-kyanite subfacies of the Adzhar Formation; 6 – from metamorphic rocks of the staurolite-biotite-kyanite subfacies of the Blybsky complex; 7 – from CaO-rich rocks of the staurolite-biotite-kyanite subfacies of the Labardan suite of the Blybsky complex; 8 – from amphibolitized eclogites of the Blybsky complex of the Bolshaya Laba region; 9 – from metamorphic rocks of the garnet subfacies of the Rechepsta complex; 10 – from kyanite eclogites of the Blybsky complex of the Malaya Laba region; 11 – from metamorphic rocks of the sillimanite-biotite-muscovite subfacies of the Rechepsta complex; 12 – from metapelites of the biotite-sillimanite-potassium feldspar subfacies of the Elbrus-Makersky complex

потока, а также процессов дробления и истирания на состав минеральной ассоциации в аллювии р. Кубань достаточно подробно описано в предшествующих исследованиях (Осовецкий, 1977).

Детальное изучение морфологии и внутреннего строения детритового циркона в отобранных пробах, напротив, демонстрирует ярко-выраженное влияние ближайших источников сноса популяцию данного минерала. В пробе, отобранной у устья р. Худес, до вступления р. Кубани в полосу развития магматических пород Кубанского блока, циркон представлен регенерированными идиоморфными и субидиоморфными кристаллами, а также окатанного вида зернами, характерными для гнейс-мигматитов и кристаллических сланцев. В то время как на «выходе» из Кубанского блока в аллювии р.Кубани значительно увеличивается число идиоморфных кристаллов циркона с осцилляторной зональностью из магматических пород. Уменьшение количества регенерированных кристаллов из мигматитов может быть объяснено дроблением этих зерен, о чем свидетельствует присутствие в пробе KV-5 их единичных осколков. Можно предположить, что исчезновение из популяции циркона в пробе KV-5 округлых зерен с ксеногенными ядрами, также оказалось связано с повышенной хрупкостью этих зерен.

Состав граната в изученных пробах демонстрирует относительное постоянство на изученном участке р. Кубань и свидетельствует о разрушении метапелитов биотит-мусковитовой субфации метаморфизма силлиманитовой барической зоны (530–630 °С, 2–3 кбар). Вероятнее всего, этими породами являлись силлиманит-биотит-мусковитовые гнейсы, развитые в верховьях р. Кубань. Небольшие различия в составе альмандин-спессартина из изученных проб позволяют гипотетически соотносить их с составом граната из мигматитов и гранитов по аналогии с изменениями в популяции зерен циркона и требуют дальнейшего более детального изучения.

Появление в минеральной ассоциации пробы KV-5 из аллювия р.Кубани у северо-западного обнаженного края Кубанского тектонического блока еще одного детритового минерала индикатора питающих провинций – рутила, можно связать с влиянием ближайшего источника, расположенного ниже устья р. Худес. Индикаторные характеристики состава этого минерала были изучены нами ранее (Чефранова, Борисовский, 2024). Состав детритового рутила из пробы KV-5 не только продемонстрировал его приуроченность к нижнепалеозойским метаосадочным породам, но и зафиксировал два наложенных термальных события, связанных с внедрением Аманкольского диоритового и Кубанского гранит-порфирового комплексов в метаморфические породы Кубанского тектонического блока.

Заключение

В результате детального исследования индикаторных характеристик состава граната, рутила и строения циркона из руслового аллювия р. Кубань в пределах Кубанского тектонического блока позволило сделать следующие выводы.

На состав минеральной ассоциации руслового аллювия р. Кубань в ее горной части большое влияние оказывает активная гидродинамика, способствующая процессам дробления и истирания мелких кристаллов. В связи с чем, вниз по течению реки возрастает роль минералов из ближайших источников обломочного вещества. Особенно ярко выражено обновление популяции акцессорных минералов, таких как циркон и рутил. В то время как количество детритового граната, являющегося породообразующим минералом многих метаморфических фаций, лишь уменьшается в аллювии вниз по течению реки.

Данное исследование подчеркивает важность изучения морфологии и внутреннего строения детритового циркона при палеогеографических реконструкциях, особенно в районах с горным рельефом.

Результаты исследования индикаторных особенностей терригенных минералов р. Кубань в пределах Кубанского блока в дальнейшем могут быть использованы для детализации палеогеографических реконструкций для осадочных отложений, развитых на территории Большого Кавказа и Предкавказья.

Благодарность

Работа выполнена в рамках госзадания ИГЕМ РАН FMMN-2025-0015

Литература

1. Герасимов В. Ю., Гаранин В. К., Письменный А. Н., Энна Н. Л. Новые данные о проявлении мезозойского магматизма в Бечасынской зоне Большого Кавказа и оценка возраста регионального метаморфизма // Вестник Московского университета. Серия: Геология. 2015. № 4. С. 62–73.
2. Золотарева Г. С., Ненахов В. М. Акцессорные минералы и типоморфизм цирконов гранитов Даховского кристаллического массива // Вестник ВГУ. Серия Геология. 2006. № 1. С. 39–44.
3. Кузнецов Н. Б., Латышева И. В., Новикова А. С., Дубенский А. С., Ерофеева К. Г., Шешуков В. С., Данцова К. И., Хафизов С. Ф., Романюк Т. В., Федюкин И. В. О тектоническом типе Западно-Кубанского прогиба и времени воздымания западного сегмента орогена Большого Кавказа // Нефтяное хозяйство. 2024. № 10. С. 58–63.
4. Кузнецов Н. Б., Романюк Т. В., Шацилло А. В., Латышева И. В., Федюкин И. В., Новикова А. С., Маслова О. А., Данцова К. И., Драздова А. В., Дубенский А. С., Ерофеева К. Г., Шешуков В. С. Возрасты детритового циркона из песков белореченской свиты (западное Предкавказье): предварительные выводы о ее возрасте и о времени начала образования новейшего орогена Большого Кавказа // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024. Т. 1. М. Изд-во: ГЕОС. 2024. С. 244–249.
5. Окросцваридзе А. В. Герцинский гранитоидный магматизм Большого Кавказа. Тбилиси. 1995. 226 с.
6. Осовецкий Б. М. Вещественный состав современного аллювия р. Кубани и условия его формирования // Литология и полезные ископаемые. 1977. № 1. С. 66–80.
7. Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа / Под ред. Д. М. Шенгелиа, С. П. Кориковский, Г. Л. Чичинадзе и др. М. Изд-во: Наука. 1991. 232 с.
8. Чефранова А. В., Борисовский С. Е. Состав детритового рутила из современного аллювия рек Лабино-Малкинской зоны Большого Кавказа // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2024. № 21. С. 251–258.
9. Чефранова А. В., Лаломов А. В. Питающие провинции позднеплиоценовых редкометально-титановых россыпей Таманского полуострова // Геология рудных месторождений. 2013. № 1. С. 68–81.
10. Чефранова А. В., Чефранов Р. М. Минералы-индикаторы питающих провинций редкометалльно-титановых россыпей Ставропольского свода: Циркон // Геология рудных месторождений. 2022. Т. 64, № 5. С. 574–594.
11. Krippner A., Meinhold G., Morton A. C. Hilmar von Eynatten Evaluation of garnet discrimination diagrams using geochemical data of garnets derived from various host rocks // Sedimentary Geology. 2014. V. 306. P. 32–52.
12. Mange M. A., Morton A. C. Geochemistry of heavy minerals // Heavy Minerals in Use. (Developments in Sedimentology 58). Amsterdam: Elsevier, 2007. P. 345–391.

Сравнение содержания микропластика в озёрах Мурманска и Териберки

Шалунова Е. П. [1], **Весман А. В.** [2, 3], **Морозова Е. И.** [1], **Слуковский З. И.** [2], **Шебеста А. А.** [1]
[1] *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург*
[2] *Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты*
[3] *Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, anna.vesman@aari.ru*

Аннотация. Загрязнение пресноводных систем микропластиком представляет серьёзную экологическую угрозу, однако большинство исследований сосредоточено на морских экосистемах. В данной работе изучено распределение микропластика в озёрах города Мурманска и района поселка Териберка (Мурманская область), а также проанализированы потенциальные факторы его накопления. Пробы воды и донных отложений отбирались с последующей фильтрацией, пробоподготовкой и микроскопическим анализом. Для идентификации состава частиц применялись методы ИК-Фурье и рамановской спектроскопии. Результаты показали, что концентрация микропластика в озёрах Мурманска (0.4–1.4 частиц/л) значимо выше, чем в Териберке (в среднем 0.3 частиц/л). В городских водоёмах преобладали прозрачные и белые нити, в Териберке – синие. В донных отложениях (только Мурманск) содержание составило 97–473 частиц/кг, преимущественно прозрачных и чёрных нитей. Спектроскопия подтвердила наличие полипропилена, нейлона и полиакрилонитрила, однако значительная доля частиц оказалась целлюлозой или осталась неидентифицированной. Установлено, что морфометрические параметры озёр не влияют на распределение микропластика, тогда как антропогенные факторы (урбанизация, плотность населения, близость дорог) играют ключевую роль. Исследование подчёркивает необходимость мониторинга пресноводных систем, особенно в урбанизированных районах, и указывает на сложность идентификации микропластика из-за разнообразия его источников и состава.

Ключевые слова: микропластик, пресноводные озёра, загрязнение окружающей среды, спектроскопический анализ, антропогенное воздействие, Мурманская область, донные отложения.

Comparison of microplastic content in lakes of Murmansk and Teriberka

Shalunova E. P. [1], **Vesman A. V.** [2, 3], **Morozova E. I.** [1], **Slukovskii Z. I.** [2], **Shebesta A. A.** [1]
[1] *Saint Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia*
[2] *Institute of the North Industrial Ecology Problems of Kola Science Center of RAS, Apatity, Russia*
[3] *Arctic and Antarctic Research Institute, Saint-Petersburg, Russia, anna.vesman@aari.ru*

Abstract. Microplastic pollution of freshwater systems poses a serious environmental threat, but most studies have focused on marine ecosystems. This paper examines the distribution of microplastics in lakes in Murmansk and the Teriberka area (Murmansk Region) and analyzes potential factors for their accumulation. Water and bottom sediment samples were collected and then filtered, samples prepared, and analyzed microscopically. Fourier transform infrared (FTIR) and Raman spectroscopy were used to identify the particle composition. The results showed that the concentration of microplastics in Murmansk lakes (0.4–1.4 particles/l) was significantly higher than in Teriberka (0.3 particles/l on average). Transparent and white threads predominated in urban water bodies, while blue threads predominated in lakes near Teriberka. In bottom sediments (Murmansk only), the content was 97–473 particles/kg, mainly transparent and black threads. Spectroscopy confirmed the presence of polypropylene, nylon and polyacrylonitrile, but a significant proportion of the particles were cellulose or remained unidentified. It was found that the morphometric parameters of the lakes do not affect the distribution of microplastics, while anthropogenic factors (urbanization, population density, proximity to roads) play a key role. The study highlights the need to monitor freshwater systems, especially in urbanized areas, and points to the difficulty of identifying microplastics due to the diversity of their sources and composition.

Keywords: microplastics, freshwater lakes, environmental pollution, spectroscopic analysis, anthropogenic impact, Murmansk region, bottom sediments.

Введение

Загрязнение микропластиком окружающей среды является актуальной проблемой для изучения в геоэкологии. В последнее время количество синтетических полимерных материалов, используемых в промышленности, увеличивается с каждым годом. Потенциальную опасность для здоровья человека представляет загрязнение пресноводных систем частицами синтетических полимеров, размером менее 0.5 см (микропластиком), поскольку данные объекты являются источниками питьевого водоснабжения и местами рекреации. При этом значительное количество публикаций по проблеме загрязнения природной среды микропластиком посвящено изучению его распространения в морской среде.

В данном исследовании мы сравнили распространение микропластика в озёрах города Мурманска и озёрах близ туристического района Териберки в Мурманской области, анализируя потенциальные влияющие факторы.

Методы

Пробы для определения концентрации микропластика отбирались в поверхностном слое воды путем фильтрации через стальной фильтр с ячейкой 71 микрон. Далее фильтр отправлялся на анализ в лабораторию. В озерах г. Мурманск пробы воды и донных отложений отбирали в центральной части соответствующего водоема, а в районе посёлка Териберка – в прибрежной зоне. Донные отложения отбирались с помощью дночерпателя Экмана–Берджа. После пробоотбора осуществлялась пробоподготовка, основной целью которой было выделение синтетических полимерных частиц из пробы, в том числе окисление природных органических и отделение минеральных фрагментов, мешающих определению микропластика (Зобков, Есюкова, 2018; Ластовина и др., 2020). Выделенные из проб воды и донных отложений пластиковые частицы концентрировали на чашках Петри, которые впоследствии рассматривали под световым микроскопом с увеличением до ×100 с целью подсчета частиц микропластика в каждой пробе. Отобранные из проб типичные образцы частиц (нитей и фрагментов), предполагаемого пластика подверглись спектроскопическому анализу (Зобков, Есюкова, 2018; Ластовина и др., 2020).

Результаты и обсуждение

Для водных проб фактическое количество микрочастиц в чашке было поделено на объем пробы, пролитой сквозь фильтровальную установку (в литрах), таким образом рассчитывалось количество частиц в 1 л воды. Для донных отложений количество частиц было рассчитано на 1 кг абсолютно сухого веса пробы.

При сравнении количества частиц в пробах воды, отмечено значимо большее количество частиц в озёрах города Мурманск (оз. Среднее – 1.4 част./л, оз. Окунёвое – 1.0 част./л, оз. Семёновское – 0.7 част./л, оз. Северное – 0.4 част./л), и меньшее – в озёрах пос. Териберка (в среднем 0.3 част./л) (Морозова, 2024). Большая часть микрочастиц, обнаруженных в пробах воды из озер г. Мурманск, приходится на нити прозрачного и бело-прозрачного цвета. А для воды озер Териберки характерным является наибольшая доля синих нитей среди микропластика. Сходный характер распределения частиц по типам и цвету в разных озерах говорит о сходных источниках загрязнения водной среды микрочастицами.

Пробы донных отложений отбирались только в озёрах города Мурманск, содержание частиц в них составило 97–473 част./кг (в среднем 210 част./кг) (Морозова, 2024). Большая часть миклопластиковых частиц, обнаруженных в пробах донных отложений, приходится на нити прозрачного и чёрного цветов.

После подсчета микрочастиц были отобраны типичные образцы, для определения типа материала методами спектроскопии. Исследование образцов методами спектроскопии комбинационного рассеяния света и ИК-Фурье спектроскопии было проведено с использованием оборудования ресурсного центра «Оптические и лазерные методы исследования вещества» Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета. В пробах воды исследуемых озёр 24 %

проанализированных частиц достоверно относятся к синтетическим полимерным частицам (микропластику). В составе частиц определены: полипропилен, нейлон и полимер на основе эпоксидной смолы. Такую же долю частиц представляет целлюлоза (24 %), которая может относиться как к натуральным, так и к полусинтетическим нитям (например, вискоза или целлофан). Больше всего в составе типичных образцов были идентифицированы органические пигменты различных видов (33 %). Не удалось идентифицировать материал для 19 % типичных образцов частиц из проб воды.

В пробах донных отложений исследуемых озёр определено, что 10 % микрочастиц, относятся к полимерам. По составу это полимеры на основе полиакрилонитрила (PAN) – сополимер с винилацетатом. Максимальную долю составляют частицы целлюлозы (43 %), которая, как и в пробах воды, может относиться к полусинтетическим нитям. Органические пигменты различных видов определены в спектрах 10 % всех частиц в выборке. Не удалось идентифицировать 39 % типичных образцов частиц из донных отложений.

Говоря о факторах, влияющих на распространение микропластика в водной среде и в донных отложениях, было установлено, что морфометрические характеристики водоёмов (объем водной массы, площадь водного зеркала и водосборного бассейна) (Казакова, 1971) не оказывают статистически значимого влияния на содержание микрочастиц. Более существенное воздействие проявляется за счёт антропогенных факторов, таких как численность населения на водосборе, уровень урбанизированности и наличие вблизи водного объекта автомобильных дорог.

Благодарности

Исследование образцов методами спектроскопии комбинационного рассеяния света и ИК-Фурье спектроскопии было проведено с использованием оборудования ресурсного центра «Оптические и лазерные методы исследования вещества» Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ в рамках гранта № 24-17-20006.

Литература

1. Зобков М. Б., Есюкова Е. Е. Микропластик в морской среде: обзор методов отбора, подготовки и анализа проб воды, донных отложений и береговых наносов // Океанология. 2018. Т. 58, № 1. С. 149–157.
2. Казакова О. Н. Ландшафты мурманской области // Природа и хозяйство Севера. № 3. Апатиты. 1971.
3. Ластовина Т. А., Галушка С. С., Бескопыльный Е. Р. и др. Загрязнение микропластиком природных водоемов: концентрации, риски и методы исследований // Труды Южного научного центра Российской академии наук. 2020. Т. 8. С. 237–255. DOI 10.23885/1993-6621-2020-8-237-255.
4. Морозова Е. И. Анализ микропластиковых частиц озер Кольского полуострова. Выпускная квалификационная работа. Изд-во: СПбГУ. 2024. 84 с.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 240–244

Гипергенные минералы в условиях разработки месторождения габбро-долерита Тит-Ары, Центральная Якутия

Васильева Т. И. [1], **Дьяконов А. Д.** [1, 2]

[1] *Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, vasilevatig@yandex.ru*

[2] *Северо-Восточный федеральный университет им. М. К. Аммосова, Якутск, dyakonov_ad@rambler.ru*

Аннотация. Изучен минеральный состав налетов, образовавшихся в зоне контакта дайки габбро-долеритов с карбонатными породами в карьере месторождения Тит-Ары, Центральная Якутия. Во всех налетах обнаружены кварц и доломит, в бежевых разновидностях дополнительно выявлены плагиоклаз и монтмориллонит. Основной акцент сделан на гипергенных минералах: светло-бурые налеты состоят из гетита (FeOOH), образующегося при окислении железосодержащих силикатов; белые налеты включают гиббсит, алюмогидрокальцит и гидрокалюмит, формирующиеся в щелочных условиях при выветривании алюмосиликатов; бежевые налеты содержат ярозит и каолинит, совместное образование которых характерно для переходных зон между кислыми и нейтральными средами. Установлено, что светло-бурые и белые налеты преобладают в верхних частях склонов, а бежевые – в понижениях рельефа, что связано с особенностями криогенных процессов, приводящих к концентрации ионов и последующей кристаллизации минералов. Термический анализ гидрокалюмита выявил сложный механизм его разложения с последовательной потерей воды, карбонатных и хлоридных групп. Полученные результаты важны для понимания гипергенных процессов на контакте карбонатных и магматических пород и могут быть использованы для оценки геохимических условий в изучаемом объекте.

Ключевые слова: гипергенные минералы, гетит, ярозит, гидрокалюмит, алюмогидрокальцит, криогенные процессы, месторождения общераспространенных полезных ископаемых.

Hypergene minerals in the development conditions of the Tit-Ary gabbro-dolerite deposit, Central Yakutia

Vasileva T. I. [1], **Dyakonov A. D.** [1, 2]

[1] *Institute of Diamond and Noble Metals Geology SB RAS, Yakutsk, vasilevatig@yandex.ru*

[2] *North-Eastern Federal University named after M.K. Ammosov, Yakutsk, dyakonov_ad@rambler.ru*

Abstract. The mineral composition of the deposits formed in the contact zone of the gabbro-dolerite dike with carbonate rocks in the quarry of the Tit-Ary deposit, Central Yakutia, was studied. Quartz and dolomite were found in all the deposits, plagioclase and montmorillonite were additionally identified in the beige varieties. The main emphasis is on the hypergene minerals: light brown deposits consist of goethite (FeOOH), formed by the oxidation of iron-containing silicates; white deposits include gibbsite, aluminohydrocalcite and hydrocalumite, formed under alkaline conditions during the weathering of aluminosilicates; Beige deposits contain jarosite and kaolinite, the joint formation of which is typical for transition zones between acidic and neutral environments. It was found that light-brown and white deposits predominate in the upper parts of the slopes, and beige ones – in relief depressions, which is associated with the peculiarities of cryogenic processes leading to the concentration of ions and subsequent crystallization of minerals. Thermal analysis of hydrocalumite revealed a complex mechanism of its decomposition with a sequential loss of water, carbonate and chloride groups. The results obtained are important for understanding hypergene processes at the contact of carbonate and igneous rocks and can be used to assess the geochemical conditions in the studied object.

Keywords: hypergenic minerals, goethite, jarosite, hydrocalumite, aluminum hydroxide carbonate, cryogenic processes, widespread mineral resources.

Введение

Карьер месторождения габбро-долеритов Тит-Ары расположен в 1.5 км к северу от села Тит-Ары (Хангаласский улус, Якутия). Оно приурочено к террасированному склону долины реки Лены на высоте 136.20–136.80 м (условная система высот карьера). Координаты участка: 61°14′04,75″ с. ш., 127°46′13,37″ в. д. Вскрытые карьером дайкообразные и пластовые интрузии сложены магматическими

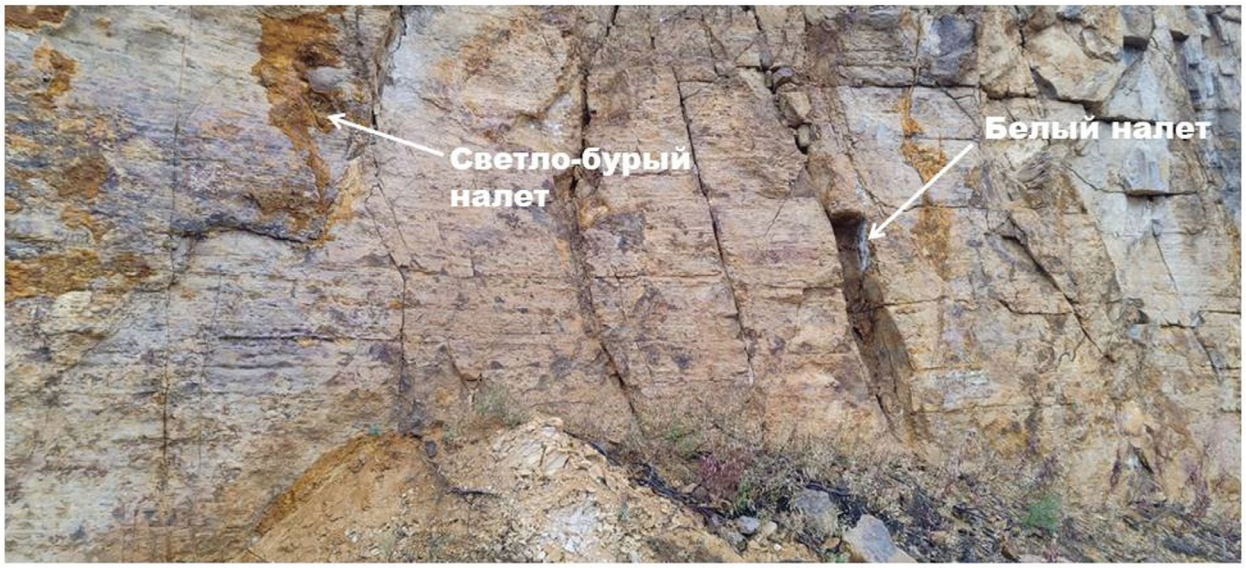


Рис. 1. Гипергенные налеты (светло-бурый и белый) на поверхности карбонатных пород в зоне контакта с габбро-долеритами

Fig. 1. Hypergene coatings (white and brick-colored) on the surface of carbonate rocks in the contact zone with gabbro-dolerites

породами основного состава, характерными для траппов Сибирской платформы (Лебедев и др., 2022), они состоят из плагиоклаза, минерала из группы пироксенов, кварца и минерала из группы монтмориллонита. Вмещающие породы представлены известняками и доломитами кембрия.

В стенках карьера опробованы светло-бурые и белые налёты на обнажениях карбонатных пород (рис. 1), а на полотне карьера, где вскрываются магматические породы выявлены бежевые высолы. Их образование, вероятно, связано с выщелачиванием карбонатов, переотложением вторичных минералов и гидротермальными процессами вдоль контакта магматических и осадочных пород. Подобные налёты могут быть использованы как потенциальные индикаторы гидротермальных и гипергенных процессов. Изучение их природы важно для понимания геохимических процессов в зоне окисления и гипергенеза. Миграция элементов (Cr, Ba, Cu, Zn, V и Ni), характерных для магматических пород из минерализованных зон способна аккумулироваться и влиять на прилегающие территории, включая почвы и воду, поэтому оценка их воздействия на экосистемы актуальна при разработке карьера. Кроме того, исследование этих образований помогает разобраться в особенностях выветривания и минералообразования в условиях якутской криолитозоны. Полученные данные могут быть полезны для поиска полезных ископаемых и мониторинга ландшафтов в районах добычи строительных материалов.

Объекты и методы исследования

Первый тип налётов формирует крупные высолы и корки на поверхности карбонатных пород, особенно на участках с активным испарением влаги. Цвет светло-бурый, структура тонкозернистая, рыхлая. Зёрна неправильной формы, при срастании образуют сплошные массы (рис. 2 а).

Второй тип налётов обнаружен по трещинам и нарушениям во вмещающих карбонатных породах. Характеризуется прожилково-корочковой структурой, местами образует порошковатые скопления белого цвета. Основная масса непрозрачная, но встречаются прозрачные разновидности. Агрегаты тонкозернистые, неправильной формы, формируют сплошные массы (рис. 2 б).

Третий тип выявлен у подножия выходов магматических пород (габбро-долеритов), часто в контакте с рыхлыми отложениями. Представлен плотными или землистыми скоплениями, иногда с включениями обломочного материала бежевого цвета. Мелкозернистый, рыхлый, содержит многочисленные почковидные выделения, формирующие сплошные массы (рис. 2 в).

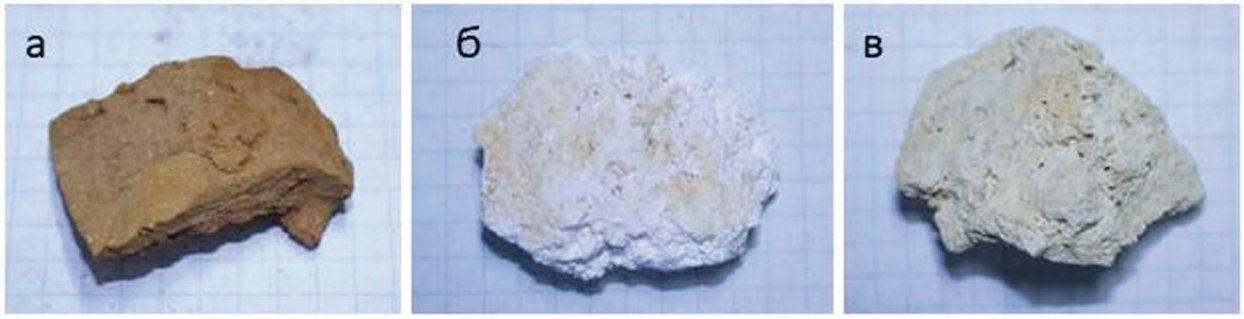


Рис. 2. Внешний вид минеральных налётов: а – светло-бурые корковые; б – белые порошковатые; в – бежевые землистые

Fig. 2. Appearance of mineral coatings: a – white powdery; b – light brown crusty; c – beige earthy

Образцы были исследованы на базе Центра коллективного пользования ИГАБМ СО РАН. Для определения минерального состава использовали метод рентгенофазового анализа с помощью дифрактометра D2 PHASER, при 30 кВ, 10 мА, CuKα-излучение, интервал 4.5–65 ° (2θ °), для идентификации минералов использована база данных PDF-2. Для белого налета дополнительно был проведен анализ на термическом анализаторе STA 449C Jupiter, режим съемки от комнатной температуры до 1000 ° С в инертной среде аргона (аналитик Н. Н. Емельянова ИГАБМ СО РАН). Кислотность почвы измеряли с помощью pH-метра Seven Compact Advanced (Mettler Toledo, Грайфензее, Швейцария) по государственному стандарту (ГОСТ-26483-85).

Результаты и обсуждение

Светло-бурый налет представляет собой гетит (FeOOH), что объясняет его характерную окраску. Образование гетита происходит в процессе окисления железосодержащих силикатов в широком диапазоне значений pH растворов при окислении ионов Fe^{2+} (Яхонтова, Зверева, 2007).

Состав белого налета оказался более сложным: в нем идентифицированы гиббсит γ-$Al(OH)_3$, алюмогидрокальцит $[Ca_4Al_2(OH)_4](CO_3)_2 \cdot 3H_2O$ и гидрокалюмит $Ca_2Al(OH)_6[Cl_{1-x}(OH)_xCO_{3y}] \cdot 3H_2O$, сформировавшиеся в результате взаимодействия продуктов выветривания габбро-долеритов с карбонатными породами. Процесс минералообразования начинается с выветривания плагиоклазов, сопровождающегося высвобождением алюминия и кальция в почвенные растворы. При контакте этих растворов с карбонатными породами происходит нейтрализация кислой среды с повышением pH до 8–9 и насыщение растворов карбонат-ионами. В таких щелочных условиях, поддерживаемых карбонатным буфером, происходит кристаллизация характерных вторичных минералов. Особенно показательно образование алюмогидрокальцита и гидрокалюмита, которые являются надежными индикаторами высоких значений pH (выше 8), тогда как гиббсит может формироваться в более широком диапазоне кислотности (pH 4.5–8.5). Данная минеральная ассоциация однозначно свидетельствует о контактовом взаимодействии между продуктами разложения магматических пород и карбонатным материалом осадочной толщи в специфических условиях криолитозоны, где испарительная концентрация растворов играет существенную роль в процессах минералообразования (Rossi et al., 2020).

Бежевый налет состоит из ярозита $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$ и каолинита $Al_2Si_2O_5(OH)_4$. Вероятно, эти минералы образовались в результате осаждения из водных растворов в зоне контакта различных литологических типов. Ярозит является типичным гипергенным минералом, формирующимся в условиях кислых вод (pH < 3) и высокого окислительного потенциала среды (Яхонтова, Зверева, 2007; Cruells, Roca, 2022). Примечательно, что сульфаты в магматических породах представляют собой нетипичное явление, поскольку магматические процессы обычно имеют восстановительный характер. Однако ионы SO_4^{2-} могут появляться в следующих случаях: за счет первичных (эндогенных) источников, включая сульфидные расплавы и флюиды, а также благодаря присутствию летучих компонентов магмы (Коржинский, 1982). Каолинит является продуктом выветривания силикатов. Его образование происходит при pH 4–6 и окислительно-восстановительном потенциале

от +0.1 до +0.4 V в присутствии алюмосиликатов. Условием совместного образования каолинита и ярозита может быть формирование в переходных зонах между кислыми и нейтральными средами, где сочетаются источники Al^{3+} и Fe^{3+} (выветривание высокотемпературных алюмосиликатов) и их последующая нейтрализация путем взаимодействия с карбонатами.

Пространственное распределение налетов показывает, что белые и светло-бурые разновидности тяготеют к верхним частям склонов, где более активно происходят процессы испарения и инфильтрации, в частности инфильтрация Al-содержащих растворов. Бежевые скопления чаще встречаются в понижениях рельефа, где аккумулируются продукты выветривания. Существенную роль в формировании этих образований играют криогенные процессы, характерные для Якутии. Зимнее промерзание приводит к концентрации ионов Fe^{3+}, Ca^{2+}, Al^{3+} и CO_3^{2-} в остаточных рассолах, а летнее оттаивание и последующее испарение воды способствует кристаллизации водных алюмокарбонатов, гетита и ярозита в виде налетов на поверхности пород.

Особый интерес представляет гидрокалюмит, отличающийся широкой вариабельностью состава. Термический анализ этого минерала (рис. 3) показал, что его разложение происходит через стадии дегидратации, дегидроксилирования и удаления межслоевого аниона. Потеря гигроскопичной воды происходит до 110 °C с уменьшением массы на 14.27 %. Последующие эндотермические эффекты до 550 °C соответствуют постепенному удалению гидроксильной воды с общей потерей массы 18.03 %. В интервале 600–800 °C наблюдается двухстадийное удаление карбонатов. Окончательное разрушение гидроксидов происходит при высокой температуре, начиная примерно с 900 °C, с потерей массы около 1 %. Наличие небольшого эндотермического пика при 316.0 °C, вероятно, свидетельствует о присутствии примеси гиббсита в образце. Таким образом, данные термического анализа позволяют идентифицировать исследуемый минерал как гидрокалюмит с характерным смешанным анионным составом, включающим гидроксильные (OH^-), карбонатные (CO_3^{2-}) и хлоридные (Cl^-) группы в межслоевом пространстве (Jiménez, 2022).

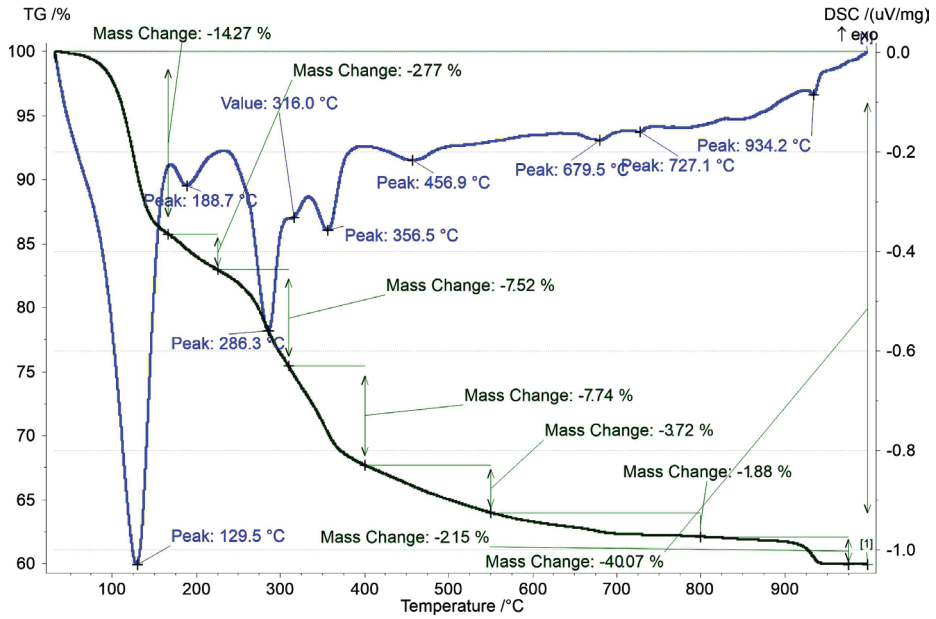


Рис. 3. Термограмма (кривые ТГ и ДТА) белого налета
Fig. 3. Thermogravimetric analysis (TG/DSC curves) of the white coating

Заключение

Проведенное исследование имеет значительную научную и практическую ценность, особенно в контексте изучения минерагении Сибирской платформы и экологических аспектов горнодобывающих районов Якутии. Изученные налеты отражают сложные процессы гипергенеза и могут слу-

жить индикаторами как экзогенных (выветривание), так и эндогенных (гидротермальных) процессов, являясь важными маркерами геохимического режима в карьерных условиях.

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов Государственного задания Минобразования РФ № FUFG-2024-0007 «Мантийный магматизм, эволюция литосферы и рудоносность восточной части Сибирской платформы, геоэкология недропользования».

Литература

1. Почвы. Приготовление солевого экстракта и определение ее pH по методу ЦИНАО. ГОСТ-26483-85. Государственный стандарт Союза ССР. Москва: ГОСТ, 1985. 6 с.
2. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М. Изд-во: Наука. 1982. 104 с.
3. Лебедев И. О., Козлов Г. А., Молчанов А. В., Терехов А. В., Лебедева Г. Б., Голикова О. В., Гузев В. Е., Гогин И. Я., Алексеев М. А., Соловьев О. Л., Туркевич А. Б., Шувалов К. О., Кротова-Путинцева А. Е., Кахая В. Г., Семенова З. А., Петров В. В. Л33 Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Анабаро-Вилюйская. Лист P-52. СПб. Изд-во: ВСЕГЕИ, 2022. 290 с.
4. Яхонтова Л. К., Зверева В. П. Минералы зоны гипергенеза. Владивосток. Изд-во: Дальнаука, 2007. 165 с.
5. Cruells M, Roca A. Jarosites: Formation, Structure, Reactivity and Environmental // Metals. 2022. V. 12, No. 802. https://doi.org/ 10.3390/met12050802.
6. Rossi T. M., Campos J. C., Souza MMVM. Synthesis and Characterization of Hydrocalumite: Influence of Aging Conditions on the Structure, Textural Properties, Thermal Stability, and Basicity // Clays and Clay Minerals. 2020. V. 68, No. 4. P. 273–86. https://doi.org/10.1007/s42860-019-00049-6.
7. Jiménez A., Rives V., Vicente M. A. Thermal study of the hydrocalumite–katoite–calcite system // Thermochimica Acta. 2022. V. 713. P. 179242.

Особенности гранулометрического состава современных отложений озер полуостровов Рыбачий и Средний (Мурманская область)

Адамская П. Н. [1, 2], **Слуковский З. И.** [1], **Даувальтер В. А.** [1]
[1] *Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, polina.adamskaya@bk.ru*
[2] *Филиал ФГАОУ ВО «Мурманский арктический университет» в г. Апатиты*

Аннотация. Изучение гранулометрического состава донных отложений озер играет важную роль в комплексном лимнологическом исследовании той или иной территории, особенно в контексте освоения природных ресурсов арктического региона. В данной работе представлены результаты оценки гранулометрического состава поверхностного слоя донных отложений малых озер тундровой зоны озер: Скорбеевское, Лохи и Крайнее (п-ов Рыбачий), Поропеллон (п-ов Средний). Установлено, что осадки озер преимущественно представлены псаммитовой фракцией с размерами частиц в диапазоне от 0.05 до 1 мм. Для более полного понимания особенностей осадконакопления в водоемах Мурманской областибыли проведены сопоставительные работы по гранулометрическому составу озер тундровой зоны, не относящихся к полуостровам Средний и Рыбачий, а также горной тундры и лесотундры региона.

Ключевые слова: донные отложения, гранулометрический состав, фракции грунта, тундровая зона, полуострова Рыбачий и Средний, Мурманская область, Арктика.

Features of the grain size composition of modern sediments in the lakes of the Rybachy and Sredny peninsulas (Murmansk region)

Adamskaya P. N. [1, 2], **Slukovski Z. I.** [1], **Dauvalter V. A.** [1]
[1] *Institute of North Industrial Ecology Problems Kola SC RAS, Apatity, polina.adamskaya@bk.ru*
[2] *Apatity branch of Murmansk Arctic University, Apatity*

Abstract. The study of the grain size composition of lake bottom sediments plays a crucial role in addressing numerous practical tasks, especially in the context of developing natural resources in the Arctic region. This work presents the results of an assessment of the grain size composition of the surface layer of bottom sediments from small lakes in the tundra zone: Lake Skorbeevskoe, Lake Lokhi, and Lake Kraynee (Rybachy Peninsula), as well as Lake Poropellon (Sredny Peninsula). It has been established that the sediments of these lakes are predominantly represented by the psammitic fraction, with particle sizes ranging from over 1 mm to 0.1 mm. To achieve a more comprehensive understanding, comparative studies were conducted on the grain size composition of lakes in the tundra zone that are not associated with the Sredny and Rybachy Peninsulas, as well as in the mountain tundra and forest-tundra of the Murmansk region.

Keywords: lake sediments, granulometric composition, soil fractions, tundra zone, Rybachy and Sredny Peninsulas, Murmansk region, Arctic.

Введение

Комплексное исследование колонок донных отложений водоемов представляет собой метод изучения климатической, ландшафтно-географической и экологической изменчивости озера и окружающей среды. Особенно актуальны такие исследования на фоне современного промышленного освоения Арктики, где состояние экосистем и водных объектов становится предметом пристального внимания. Одним из параметров для его оценки экологической является гранулометрический состав.

Гранулометрический анализ позволяет выявить преобладающие фракции грунта, что, в свою очередь, определяет характер накопления в отложениях различных химических элементов, в том числе поллютантов, таких как углеводороды и тяжелые металлы (Лукьянов и др., 2011). Поверхностный (по разным данным от ~10 до ~ 30 см) слой донных осадков является основным объектом геоэкологических исследований. Физические и геохимические свойства современных осадков служат индикаторами величины и интенсивности накопления загрязняющих веществ. Также по физи-

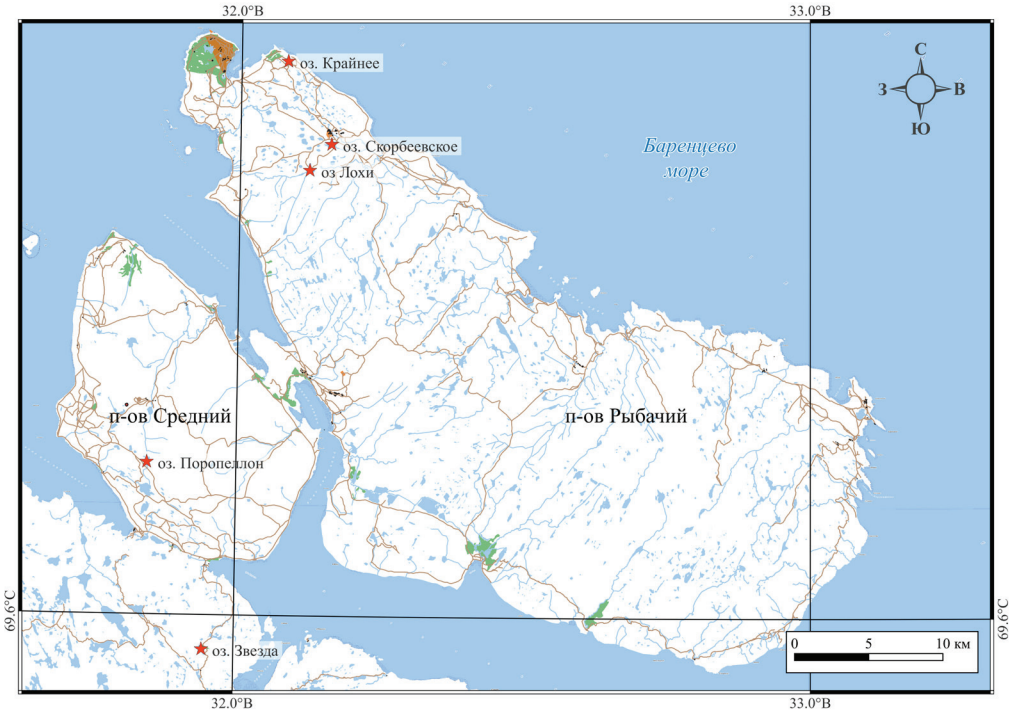


Рис. 1. Район исследований – полуостровов Средний и Рыбачий. Точками отмечены места отбора проб
Fig. 1. Study area – Sredny and Rybachy Peninsulas. Dots indicate sampling locations

ческим характеристикам верхних слоев можно судить о современном характере осадконакопления, что имеет важное значение для оценки состояния водоемов (Иванов, 2006).

Цель данной работы – анализ гранулометрических особенностей донных отложений четырех малых озёр Скорбеевское, Лохи, Крайнее и Поропеллон, расположенных в тундровой зоне на полуостровах Средний и Рыбачий Мурманской области (рис. 1).

Материалы и методы

Полуострова Средний и Рыбачий расположены на северо-западе Мурманской области и административно входят в состав Печенгского района. Рельеф данной местности представляет собой плато, резко обрывающееся к Баренцевому морю. Плато сложено песчаниками, известняками и глинистыми сланцами. Наивысшая точка п-ова Рыбачий достигает 299 м, в то время как максимальная высота п-ова Средний составляет 334 м. Полуостров Средний соединяет Рыбачий с материковой частью Кольского п-ова через хребет Муста-Тунтури (Атлас…, 1971).

Геологическая структура территории п-вов Средний и Рыбачий является частью позднепротерозойского Тимано-Варангерского складчато-разрывного пояса, обрамляющего Восточно-Европейскую платформу. Рифейские отложения области Среднего п-ова отделены от архейских пород Мурманского блока сложной геометрией отражающих площадок (Сорохтин и др., 2022). Архейский кристаллический фундамент погружается до 8–12 км в пределах Среднего п-ова и до 16–18 км в районе Рыбачьего (Симонов и др., 2002). Данная территория характеризуется проявлениями полиметаллических ресурсов, а также фосфатного и керамического сырья (Атлас…, 1971).

Озёра Скорбеевское, Лохи, Крайнее и Поропеллон являются небольшими водоемами, расположенными среди северной тундры (рис. 1). Максимальная глубина оз. Скорбеевское составляет 8.9 м. (средняя – 3.3), в то время как максимальная глубина оз. Лохи достигает 13.1 м (средняя – 3.0). Озеро Крайнее имеет максимальную глубину 3.2 м (средняя – 2.0), а максимальная глубина оз. Поропеллон равна 0.8 м. (средняя – 0.6). В непосредственной близости от этих водоемов отсутствуют населенные пункты, если не считать заброшенного поселка (вероятно, военного) на берегу оз. Скорбеевского и промышленные предприятия. Более подробная информация об изученных озёрах представлена в табл. 1.

Таблица 1. Общие морфометрические показатели озёр и гидрологическое описание
Table1. General morphometric parameters of lakes and their hydrological description

Название озера	S, км^2	l, км	h		Общее описание водоема
			$h_{ср.}$	$h_{макс.}$	
Скорбеевское	0.17	0.75	8.9	3.31	Озеро продолговатой формы. Впадающих водотоков нет, сток осуществляется через безымянный водоток в реку Скорбеевская
Лохи	0.18	1.22	13.1	3.06	Котловина представлена двумя широкими плёсами, соединёнными узкой протокой. Сток идет через два безымянных водотока в губу Большая Волоковая
Крайнее	0.05	0.45	3.2	2.01	Озеро бессточное. Котловина продолговатой вытянутой формы, близкой к овальной
Поропеллон	0.12	0.65	0.8	0.66	Котловины треугольной формы. Впадающих водотоков нет, сток осуществляется через безымянную реку в озеро Палви

Отбор проб донных отложений озёр производился в летний период 2024 г. При помощи пробоотборника системы Стогхейма (рис. 2 а) были отобраны колонки осадков из центральных частей водоемов Скорбеевское, Крайнее, Поропеллон. Длина колонокозер составила 35, 25 и 30 см соответственно. Осадки преимущественно представлены мягкими илами с частичками пески. После извлечения колонки были разделены на слои по 5 см. Для оз. Лохи была отобрана нестратифицированная проба донных отложений с помощью дночерпателя Экмана Берджа (рис. 2 б) также из центральной (наиболее глубокой) части водоема. После отбора и разделения на слои каждая проба помещалась в отдельный маркированный полиэтиленовый пакет. Для хранения проб при транспортировке использовалась сумка-холодильник.

Гранулометрический анализ осуществлялся с использованием анализатора частиц серии LS13 320 в Институте геологии КарНЦ РАН (Петрозаводск). Подробная методика подготовки проб

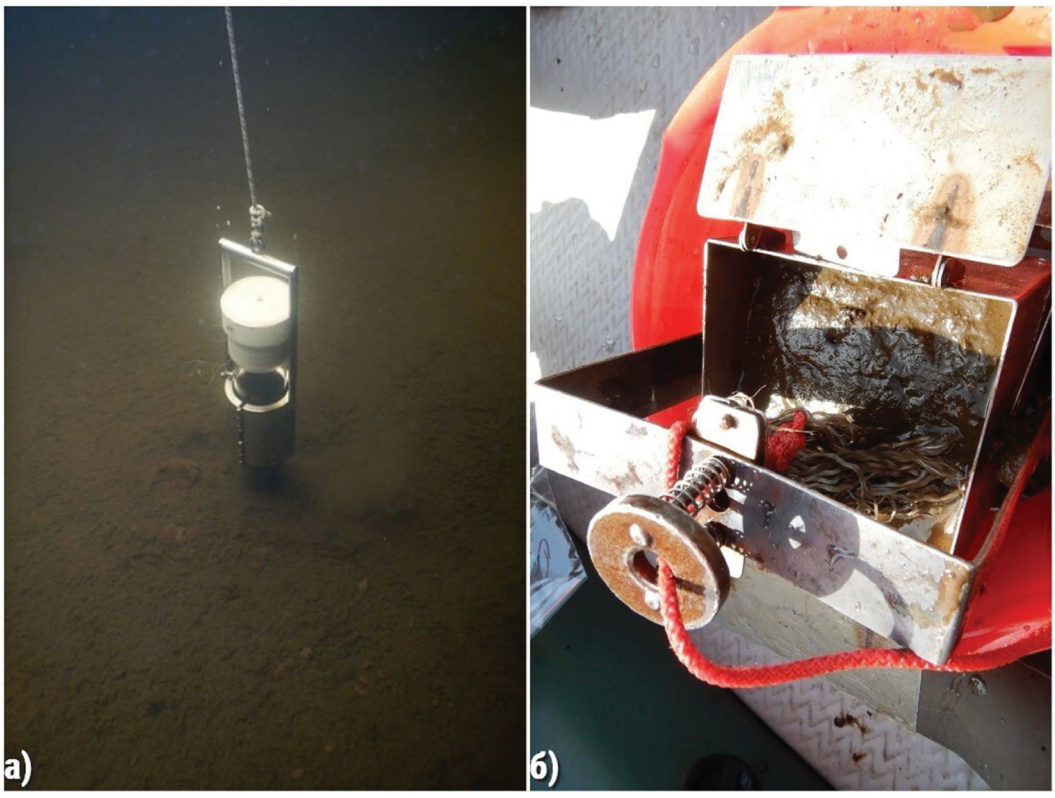


Рис. 2. Оборудование: а – пробоотборник системы Стогхема; б – дночерпатель Экмана Берджа
Fig. 2. Equipment: a – Stogheim sampler; b – Ekman Berge grabber

к анализу и описание методов лабораторных исследований приводится в работе (Шелехова и др., 2020). Для графического представления данных были использованы программы MC Excel 2016 и Inkscape 0.91.

Результаты и обсуждение

По гранулометрической классификации (Субетто, 2009), осадки озёр Скорбеевское и Крайнее на п-ове Рыбачий, а также оз. Поропеллон на п-ове Средний, в основном представлены песчаными типами (рис. 3). В данных водоемах значительная доля псаммитовых фракций составляет от 63 до 78 %, в то время как алевритовые отложения варьируются от 20 до 32 %.

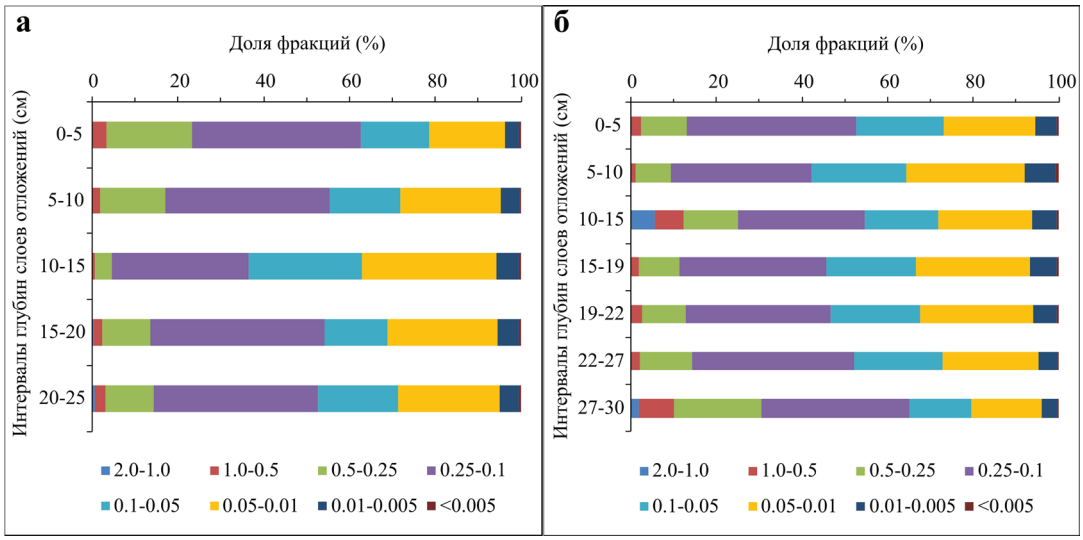


Рис. 3. Распределение гранулометрических фракций по колонке отложений: а – оз. Крайнее; б – оз. Поропеллон

Fig. 3. Distribution of granulometric fractions along the sediment column: a – Lake Krainee; b – Lake Poropellon

Кроме того, в пробах из озёр Поропеллон и Скорбеевское зафиксированы псефитовые частицы, составившие 1 и 3 % от веса всех фракций соответственно. В осадках оз. Лохи наблюдается значительное количество (до 79 %) частиц размером от 0.05 до 0.005 мм (алевритовая фракция). В осадках оз. Лохи на п-ове Рыбачий наблюдается преобладание алевритовых фракций, составляющих 79 % (рис. 4). Также для оз. Лохи отмечено присутствие более 1 % пелитовых фракций в отложениях. Различия в гранулометрическом составе отложений оз. Лохи и других исследованных водоемах

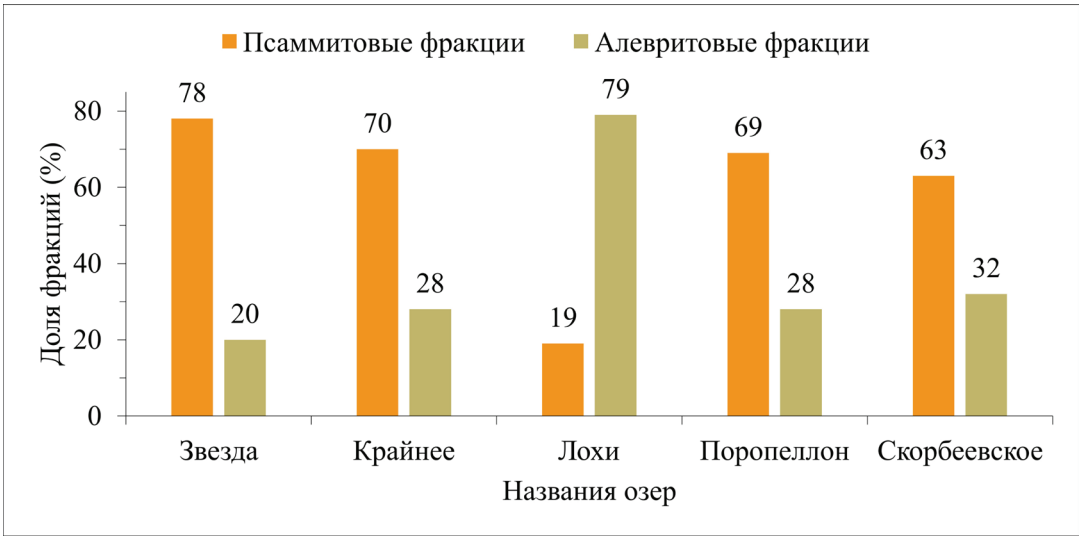


Рис. 4. Преобладающие фракции в донных отложениях озёр полуостровов Рыбачий и Средний

Fig. 4. Predominant fractions in the bottom sediments of the lakes of the Rybachy and Sredny peninsulas

может быть следствием нескольких различных процессов. Во-первых, оз. Лохи – самое глубокое из всех водоемов, а его берега высокие в отличие от озёр Скорбеевское, Поропеллон и Крайнее. Кроме того, зона наибольшей глубины (аккумуляции) оз. Лохи находится вблизи крутого берега, что позволяет наиболее тонким (алевритовым) частичкам быстрее достигать дна. В случае других водоемов происходит рассредоточение частиц мелких фракций от зоны литорали до зоны аккумуляции. Вторая причина такой разницы в гранулометрическом составе может быть связана с большим количеством органического вещества в отложениях озёр Скорбеевское, Поропеллон и Крайнее (ППП от ~25 до ~40 %) по сравнению с осадками оз. Лохи (7.2). Часть крупных фракций, по размеру соответствующих псаммитовым, состоит из органических остатков, в частности высшей водной растительности, которая активно произрастает по берегам изученных водоемов. Кроме того, биологическая продуктивность озёр может быть различной, учитывая проточность оз. Лохи по сравнению с другими водоемами. В любом случае, данные исследования следует продолжить, в частности проведя анализ геохимических особенностей отложений озёр, чтобы сопоставить новые данные с гранулометрическим составом.

С целью более глубокого изучения условий накопления осадков и определения зависимости распределения фракций в отложениях озёр от природной зоны, были проведены сравнительные исследования гранулометрического состава отложений различных озёр Мурманской области, результаты которых представлены в табл. 2. Для сравнения использовались данные следующих озёр: тундровой зоны территории – оз. Звезда, граничащей с п-вом Средний на Кольском полуострове; горной тундры Хибин – озёр Большой Вудъявр и Малый Вудъявр; лесотундры – озёра Прогресс, Пенсионное и озёра в пределах г. Мурманска (Озёра города…, 2023).

Таблица 2. Средний гранулометрический состав поверхностных отложений в исследуемых озерах, %
Table 2. Average granulometric composition of surface sediments in the studied lakes, %

Название озера	Размер фракций, мм										Тип и наименование осадка (Субетто, 2009)
	Псефиты	Псаммиты				Алевриты		Пелиты	Σ псам	Σал	
	> 1 мм	1–0.5	0.5–0.25	0.25–0.1	0.1–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	<0.005	1–0.05	0.05–0.005	
Конечное	–	2	12	38	18	24	4	0.4	70	28	Песчаный, песок
Лохи	–	–	–	8	11	50	29	1.4	19	79	Алевритовый, алеврит
Поропеллон	1	3	12	35	19	23	5	0.5	69	28	Песчаный, песок
Скорбеевское	3	2	5	31	25	27	5	0.5	63	32	Песчаный, песок
Звезда	0.5	2	16	45	15	17	3	0.4	78	20	Песчаный, песок
Малый Вудъявр	–	–	–	8	15	48	27	0.7	23	75	Алевритовый, алеврит
Пенсионное	0.5	2	17	34	19	22	3	0.3	72	25	Песчаный, песок
Прогресс	0.5	3	9	23	17	37	9	0.4	51	46	Песчаный, алевритовый песок
Дикое	–	–	–	6	17	46	30	0.5	23	76	Алевритовый, алеврит

В оз. Звезда, расположенном в 15 км на юго-восток от п-ова Средний и находящемся так же в тундровой зоне, в донных отложениях наблюдается выраженное преобладание фракции псаммита, составляющей 78 %, в большинстве представленных частицами размером 0.25–0.1 мм, которые составляют 45 % от общего объема. Данные результаты хорошо сопоставимы с характером донных отложений озёр п-вов Средний и Рыбачий, что свидетельствует о схожести физико-географических условий.

Озёра лесотундры (переходящей в горную тундру) Малый Вудъявр и Большой Вудъявр характеризуются алевритовыми осадками, где доля алевритов составляет 75–88 %, с преобладанием

грубой фракции (Слуковский и др., 2020). Вместе с тем, в оз. Малый Вудъявр наблюдаются глинистые отложения, усредненное количество которых стремиться к 1 %.

Осадки оз. Дикое, расположенного в лесотундровой зоне, характеризуются мелкой фракцией, где доля алевритов составляет 76 %, с преобладанием грубых алевритов 46 % от общей суммы. В оз. Пенсионное, находящемся в той же природной зоне, преобладают псаммитовые фракции (72 %), преимущественно размером частиц от 0.25 до 0.1 мм (34 %). По гранулометрическому составу донные осадки оз. Прогресс, расположенного в лесотундре, сопоставляются с алевритовыми песками, где на долю псаммитовых фракций приходится 51 %, в большем количестве представлены частицы размером 0.25–0.1 и 0.1–0.05 мм (23 % и 17 % соответственно), а алевритовых – 46 % с преобладанием алевритовых частиц 0.05–0.01 мм (37 %). Таким образом, можно предполагать, что донные отложения озёр лесотундры характеризуются алевритовой фракцией.

В озёрах г. Мурманска средняя доля псаммитовых отложений составляет 39 %, а средняя доля алевритовых отложений достигает 60 % (Слуковский и др., 2023). В результате проведенного исследования был сделан вывод о неоднозначном характере донных отложений озёр города Мурманска и в радиусе 50 км от него. В данном районе, относящемся к лесотундровой зоне, отмечается наличие как песчаного, так и алевритового типов отложений, при этом алевритовый песок встречается реже.

Заключение

Для зоны тундр, включая п-вов Рыбачий и Средний, характерен псаммитовый тип осадков. В отличие от этого, в зоне горных тундр, в которой располагаются озёра Малый Вудъявр и Большой Вудъявр, наблюдается преобладание алевритовых фракций в отложениях. Лесотундра, охватывающая озёра города Мурманска, а также озёра Прогресс, Дикое и Пенсионное демонстрирует равномерное распределение обоих типов отложений. Таким образом, исследования выявляют значительные различия в гранулометрическом составе донных отложений озёр, вероятно обусловленные эколого-географическими условиями.

Данные о повышенном содержании алевритовых и пелитовых фракций в осадках оз. Лохи требуют проведения дополнительных исследований. Необходима переоценка методов отбора проб, чтобы установить точное распределение фракционного состава и выявить возможные несоответствия, возникающие в результате использования различных пробоотборников. Это позволит более точно интерпретировать результаты и сделать обоснованные выводы о гранулометрических характеристиках осадков оз. Лохи.

Благодарности

Авторы выражают благодарность М. А. Шестакову за создание картографического материала.

Работа производилась при поддержке и в рамках реализации проекта РНФ24-17-20006 «Фоновые озёра Арктической зоны Мурманской области: гидрохимия, аномалии тяжелых металлов и микропластик как новый тип загрязнения водоёмов мира».

Литература

1. Атлас Мурманской области / А. Ф. Антонов [и др.]. М. Изд-во: Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1971. 33 с.
2. Иванов Г. И. Геоэкология Западно-Арктического шельфа России: литолого-экогеохимические аспекты. СПб. Изд-во: Наука, 2006. 173 с.
3. Лукьянов С. А., Лебедев А. А., Шварцман Ю. Г. Гранулометрический состав донных отложений и его распределение в устьевой зоне р. Северной Двины // Вестник Поморского университета. Серия: Естественные науки. 2011. № 2. С. 12–19.
4. Симонов А. П., Губерман Д. М., Яковлев Ю. Н., Снетко П. П., Берзин Р. Г., Сулейманов А. К., Андрющенко Ю. Н., Заможняя Н. Г. Полуостров Рыбачий (Баренцево море): новые данные о тектонике и перспективах нефтегазоносности рифейских отложений прибрежной зоны Кольского полуострова // Доклады АН. 2002. Т. 384, № 6. С. 795–801.

5. Слуковский З. И., Гузева А. В., Григорьев В. А., Даувальтер В. А., Мицуков А. С. Палеолимнологическая реконструкция техногенного воздействия на экосистему оз. Большой Вудъявр (Кировск, Мурманская область, Арктика): новые геохимические данные // Экология урбанизированных территорий. 2020. № 4. С. 96–107. https://doi.org/10.24412/1816-1863-2020-4-96-107.
6. Слуковский З. И., Денисов Д. Б., Даувальтер В. А., Зубова Е. М., Мязин В. А., Гузева А. В., Черепанов А. А., Постевая М. А., Валькова С. А., Терентьев П. М., Фокина Н. В., Косова А. Л., Постнова С. В., Сошина А. С. Озёра города Мурманска: гидрологические, гидрохимические и гидробиологические особенности / З. И. Слуковский, Д. Б. Денисов, В. А. Даувальтер [и др.]. Апатиты. Изд-во : КНЦ РАН, 2023. 174 с. https://doi.org/10.37614/978.5.91137.471.6.
7. Сорохтин Н. О., Козлов Н. Е., Глазнев В. Н., Куликов Н. В., Чикирев И. В., Мартынов Е. В., Марчук Т. С. Архей и неопротерозой полуостровов Рыбачий и Средний (Балтийский щит): геология, геодинамика, нефтегазоносность и алмазоносность. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН, 2022. 853 с. https://doi.org/10.37614/978.591137.469.3.
8. Субетто Д. А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб. Изд-во: РГПУ им. А. И. Герцена, 2009. 343 с.
9. Шелехова Т. С., Слуковский З. И., Лаврова Н. Б. Методы исследования донных отложений озёр Карелии. Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН. 2020. 111 с.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 252–259

Стабильность соединения $GaGeO_3OH$ при барическом воздействии (до 30 ГПа) по данным КР-спектроскопии

Спивак А. В., Искрина А. В., Сеткова Т. В., Захарченко Е. С., Вирюс А. А.
Институт экспериментальной минералогии им. академика Д. С. Коржинского РАН, Черноголовка, spivak@iem.ac.ru

Аннотация. Приведены результаты КР-спектроскопии нового соединения $GaGeO_3OH$. Экспериментально полученный спектр комбинационного рассеяния $GaGeO_3OH$ имеет топологию, схожую с КР спектрами фазы Эгг (природного и синтетического $AlSiO_3OH$ и модельного $MgSiO_4H_2$). В высокочастотной области спектров комбинационного рассеяния зарегистрировано несколько широких полос колебаний OH^--групп, что свидетельствует о наличии нескольких позиций водорода в кристаллической структуре $GaGeO_3OH$. С помощью *in situ* спектроскопии комбинационного рассеяния при высоких давлениях установлена зависимость смещения положения основных полос спектра $GaGeO_3OH$ от давления. По данным рамановской спектроскопии до ~ 30 ГПа выявлено, что $GaGeO_3OH$ претерпевает возможные структурные изменения при ~ 4 и ~ 14 ГПа.

Ключевые слова: фаза Эгг, синтез, галий, высокие давления, ячейка с алмазными наковальнями, КР-спектроскопия.

Stability of the $GaGeO_3OH$ compound at high pressure (up to 30 GPa) according to Raman spectroscopy data

Spivak A. V., Iskrina A. V., Setkova T. V., Zakharchenko E. S., Virus A. A.
D. S. Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy of RAS, Chernogolovka, spivak@iem.ac.ru

Abstract. The results of Raman spectroscopy of the new compound $GaGeO_3OH$ are presented. The experimentally obtained Raman spectrum of $GaGeO_3OH$ has a topology similar to the Raman spectra of the Egg phase (natural and synthetic $AlSiO_3OH$ and model $MgSiO_4H_2$). In the high-frequency region of the Raman spectra, a group of wide OH^- vibration bands is recorded, which indicates the presence of several hydrogen positions in the crystal structure of $GaGeO_3OH$. Using *in situ* Raman spectroscopy at high pressures, the dependence of the shift in the position of the main bands of the $GaGeO_3OH$ Raman spectrum on the pressure was established. According to the data of Raman spectroscopy up to ~ 30 GPa, it was revealed that the $GaGeO_3OH$ undergoes the possible structural changes at ~ 4 and ~ 14 GPa.

Keywords: phase Egg, synthesis, gallium, germanium, high pressure, DAC, Raman spectroscopy.

Введение

Германаты и галлогерманаты являются важным классом материалов, привлекающим большой интерес благодаря подходящему сочетанию структурных, оптических, механических, электромагнитных и других свойств для широкого спектра применений в различных устройствах (Belokoneva, 1994; Bu et al., 1998; Zhang et al., 2012; Luo et al., 2017; Lipina et al., 2019). Более того, ранее было показано, что германаты являются модельными аналогами силикатов глубинных геосфер (Ringwood et al., 1963; Reid et al., 1970; Ringwood, 1970), что было подтверждено и в более современных работах (Finger et al., 2000; Thomas et al., 2008; Stan et al., 2017). С другой стороны, галлий является химическим аналогом алюминия – их внешние электронные оболочки идентичны друг другу подобно паре Si–Ge. Данное геохимическое сходство алюминия с галлием и кремния с германием позволяет использовать систему $Ga_2O_3 – GeO_2 – H_2O$ в качестве высокобарной модели системы $Al_2O_3 – SiO_2 – H_2O$, при изучении которой большая часть исследований была сконцентрирована на изучении стабильности фазы Эгг $AlSiO_3OH$ (пространственная группа (пр. гр.) $P2_1/n$), впервые полученной Эгглтоном в 1978 г. (Eggleton et al., 1978). Позже было показано, что фаза Эгг стабильна в условиях переходной зоны *PT* до 21.5 ГПа при 1500 °C (Fukuyama et al., 2017). *In situ* структурный анализ при высоком давлении фазы Эгг $AlSiO_3OH$ показал, что до 16 ГПа ось *b* является наиболее сжимаемым направлением, а угол β уменьшается (Schulze et al., 2018). *Ab initio* исследование струк-

туры и относительной стабильности полиморфов $MgSiO_4H_2$ предсказало новую фазу $MgSiO_4H_2$ (пр. гр. $P4_32_12$) с полем стабильности в диапазоне 0–14 ГПа при 1500 °C (Solomatova et al., 2022). Новое соединение $GaGeO_3OH$, синтезированное при 7 ГПа и 1000 °C (Спивак и др., 2025) рассматривается в качестве аналога фазы Эгг ($AlSiO_3OH$).

Цель данной работы – изучение стабильности соединения $GaGeO_3OH$ – аналога фазы Эгг $AlSiO_3OH$ при барическом воздействии методом *in situ* КР-спектроскопии.

Образец

Соединение $GaGeO_3OH$ кристаллизуется в пространственной группе $P2_1/n$ (14) с параметрами элементарной ячейки: a = 7.5785(1) Å; b = 4.4605(3) Å; c = 7.2469(4) Å; V = 242.87(02) Å^3; β = 97.519(2)°, при этом образует отдельные кристаллы белого цвета изометрической формы псевдокубического габитуса размером до 5–8 мкм (Спивак и др., 2025).

Для проведения изучения методом КР-спектроскопии были отобраны единичные кристаллы по возможности максимального размера ~ 8 мкм.

КР-Спектроскопия

Эксперименты по КР-спектроскопии высокого давления проводились в ячейке с алмазными наковальнями (DAC) при давлениях до 30 ГПа. DAC были оснащены наковальнями с размером рабочей поверхности 250 мкм. Ограничивающая прокладка из рениевой фольги толщиной 200 мкм была предварительно продавлена примерно на 30 мкм, а затем в ней было просверлено отверстие диаметром ~125 мкм. В получившуюся «камеру» было загружено несколько кристаллов $GaGeO_3OH$. В качестве среды, передающей давление, использовался NaCl. Использование хлорида натрия оправдано для давлений до ~30 ГПа (Mi, 2013). Давление определялось по калиброванному сдвигу линии флуоресценции рубина R1 (рубиновая сфера диаметром примерно 5 мкм была помещена внутрь «камеры» ячейки с алмазными наковальнями).

КР-спектры кристаллов $GaGeO_3OH$ при стандартных условиях, а также в ячейке с алмазными наковальнями снимали на установке, состоящей из спектрографа Acton SpectraPro-2500i с охлаждаемым до -70 °C детектором CCD Pixis2K и микроскопом Olympus с непрерывным твердотельным одномодовым лазером с длиной волны излучения 532 нм. Лазерный пучок фокусировался на образец при помощи объектива Olympus 50´ в пятно диаметром ~5 μm. Время накопления сигнала составляло 540 сек (3×180 сек). Полученные спектры были обработаны в программе Fityk 1.3.1.

КР-спектроскопия соединения $GaGeO_3OH$ при стандартных условиях (в условиях окружающей среды)

Фактор-групповой анализ для кристаллической структуры $GaGeO_3OH$ (пр. гр. $P2_1/c$) предлагает следующее распределение колебательных мод: ИК активные $18A_u+18B_u$ ($\Gamma_{acoustic} = A_u+2B_u$); КР активные $18A_g + 18B_g$. Экспериментальный спектр комбинационного рассеяния для соединения $GaGeO_3OH$ был получен в диапазоне 150–4000 см$^{-1}$ (рис. 1). Экспериментально полученный спектр комбинационного рассеяния имеет топологию, схожую с КР спектрами фазы Эгг (природного и синтетического $AlSiO_3OH$ и модельного $MgSiO_4H_2$). Определенные волновые числа мод для $GaGeO_3OH$ и соответствующие волновые числа мод для спектров комбинационного рассеяния $AlSiO_3OH$ и $MgSiO_4H_2$ с отнесением полос к соответствующим колебаниям показаны в табл. 1. Отнесение основных колебательных мод было выполнено путем сравнения наших данных с исследованиями аналогичных соединений и общего положения полос на спектрах комбинационного рассеяния.

Полосы в низкочастотной области спектра < 300 см$^{-1}$ (~180, 190, 240, 267, 292 и 311 см$^{-1}$) можно отнести к либрационным и трансляционным колебательным модам (Michel et al., 1996; Shi et al., 2020). Полосы региона 300–950 см$^{-1}$ (~339, 374, 387, 428, 477,521, 603, 644, 701, 737, 826 и 912) относятся к колебательным модам октаэдров GeO_6 и GaO_6 (Rudolph et al., 2002; Rao et al., 2005; Shi et al., 2020). Несколько широких полос ~ 2330, 2436, 2878, 3152 и 3430 см$^{-1}$ зафиксированы в области колебаний OH^--групп. Такое различное положение частот колебаний OH^- зависит как от длины O···O, так и от угла H-O-O в окружении связи O-H···O (Hofmeister et al., 1999). Действительно,

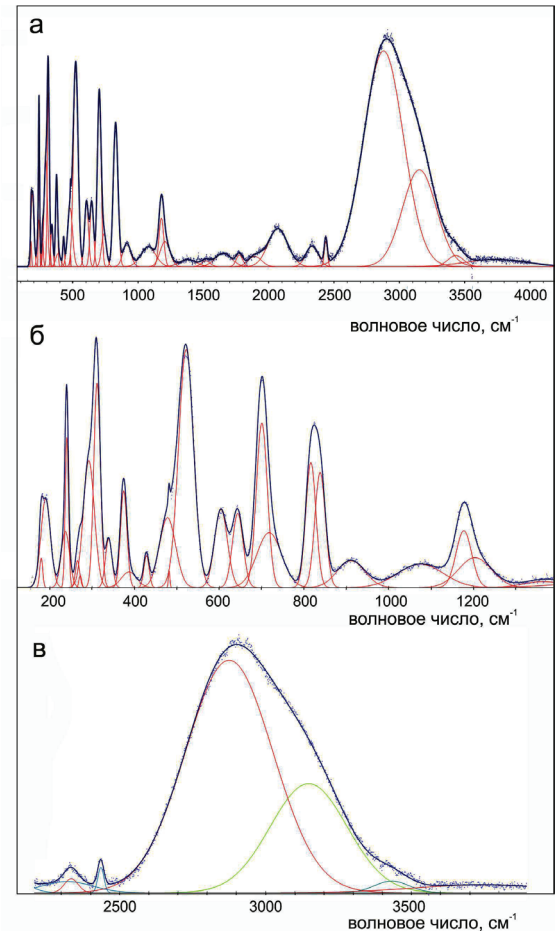


Рис. 1. КР-спектр соединения $GaGeO_3OH$: а – диапазон 150–4000см$^{-1}$; б – диапазон 150–1400 см$^{-1}$; в – диапазон 2300–4000 см$^{-1}$.

Fig. 1. The Raman spectra of the compound $GaGeO_3OH$: a – range 150–4000 cm^{-1}; b – range 150–1400 cm^{-1}; c – range 2300–4000 cm^{-1}

рассчитанные КР-спектры фазы Mg-Эгг предполагают наличие двух колебательных мод при ~ 2850 и ~ 3475 см$^{-1}$, соответствующих связям O-H с различными структурными параметрами (Solomatova et al., 2022). Таким образом, группа широких полос, зарегистрированных в области колебаний OH^-спектров КР, указывает на наличие нескольких положений водорода в кристаллической структуре $GaGeO_3OH$.

КР-спектроскопия соединения $GaGeO_3OH$ при высоких давлениях

При детальном изучение КР-спектров $GaGeO_3OH$ до ~ 30 ГПа прослежена эволюция 15 КР полос (υ3–υ17) при сжатии (рис. 2). Для полос в области колебаний OH^--групп тенденции изменения частот определить не удалось, поскольку интенсивности этих полос оказались относительно малы при сжатии и декомпрессии. В целом все полосы КР смещаются в область более высоких волновых чисел и становятся менее интенсивными с ростом давления. В результате обработки полученных спектроскопических данных были выявлены изменения коэффициентов зависимости сдвигов частот КР мод с ростом давления. На основании этого были выделены три диапазона давлений в зависимости от величины $\partial\upsilon/\partial P$ (см$^{-1}$/ГПа) (табл. 2). Тренды изменения значений волнового числа для большинства полос в первой области давлений (от атмосферного давления до ~ 4–5 ГПа) характеризуются незначительным значением $\partial\upsilon/\partial P$ = 0.24–1.23 см$^{-1}$/ГПа. В то же время полосы валентного колебания GeO_6 (υ17 и υ13) и полоса в области деформационных колебаний и/или колебаний изгиба GaO_6 (υ11) имеют наибольшее значение $\partial\upsilon/\partial P$ = 3.98 (0.28), 3.29 (0.18) и 3.09 (0.51) см$^{-1}$/ГПа соответственно. Следует отметить, что υ14 и υ9 имеют отрицательное значение коэффициентов зависимости от давления. Некоторые менее интенсивные полосы υ7, υ10 и υ11 исчезают при ~ 4–5 ГПа

в конце первой области давления (рис. 2). Коэффициенты изменения значений волнового числа большинства полос во второй области давления (от ~ 4–5 до ~14 ГПа) имеют более высокое значение $\partial\upsilon/\partial P$ = 0.51–2.82 см$^{-1}$/ГПа по сравнению с первой области. Это свидетельствует о том, что сжатие связей происходит более интенсивно во второй области давления. Полоса валентного колебания GeO_6 (υ17) по-прежнему имеет наибольшее значение $\partial\upsilon/\partial P$ = 3.89 (0.15) см$^{-1}$/ГПа. Оставшиеся «плечевые» полосы υ4, υ5, υ9 и υ16 исчезают при ~ 14 ГПа в конце второй области давления (рис. 2). Исчезновение полос в КР спектре может быть связано с уменьшением интенсивности на общем фоне с ростом давления.

Таблица 1. Сравнение позиций полос спектров комбинационного рассеяния света $AlSiO_3OH$, $MgSiO_4H_2$ and $GaGeO_3OH$ (см$^{-1}$)

Table 1. Comparison of the positions of the Raman spectra bands of $AlSiO_3OH$, $MgSiO_4H_2$ and $GaGeO_3OH$ (cm^{-}1)

Колебательные моды	υ#	**Ga,Ge-Эгг** $GaGeO_3OH$ Синтезированная при 7 GPa/1000 °C Данная работа	**Фаза Эгг** $AlSiO_3OH$ Синтетизированная при 17 GPa/1000 °C (Xue et al., 2006)	**Фаза Эгг** $AlSiO_3OH$ Включение в алмазе (Wirth et al., 2007)	**Mg-Эгг** $MgSiO_4H_2$ *Ab initio* (Solomatova et al., 2022)
O-Ga-O и/или O-Ge-O либрационные Ga-O и/или Ge-O трансляционные (Michel et al., 1996; Shi et al., 2020)	υ1	179.53			
	υ 2	190.21			
	υ 3	240.09	255		
	υ 4	267.18			
	υ 5	291.76			
	υ 6	311.28			
GaO_6 деформационные колебания изгиба (Rudolph et al., 2002; Rao et al., 2005; Shi et al., 2020)	υ 7	338.82			
	υ 8	374.19	374	360	
	υ 9	386.86			
	υ 10	427.95	418	419	
	υ 11	477.50	474	478	
	υ 12	521.58	521	515	
GeO_6 валентные (Verweij et al., 1979; Okada et al., 2008).	υ 13	603.33	610		
	υ 14	643.78			
	υ 15	700.64	754	757	
	υ 16	737.08			
	υ 17	826.34	898	868	
	υ 18	912.11	940		
Не определена	υ 19	1076.29			
OH^- либрации изгиба (Xue et al., 2006)	υ 20	1176.77	1232		
	υ 21	1204.81			
Не определена	υ 22	2068.82	2150	2155	
OH^- валентные (Xue et al., 2006; Solomatova et al., 2022)	υ 23	2330.40			
	υ 24	2435.80	2450	2470	
	υ 25	2878.26	2800	2558	2850
	υ 26	3152.52		2695	
	υ 27	3430.69			3475

В третьей области давления (от ~ 14 до ~ 30 ГПа) мы наблюдали восемь оставшихся полос: υ3, υ6 в области вибрационных O-Ga-O и/или O-Ge-O и трансляционных Ga-O и/или Ge-O колеба-

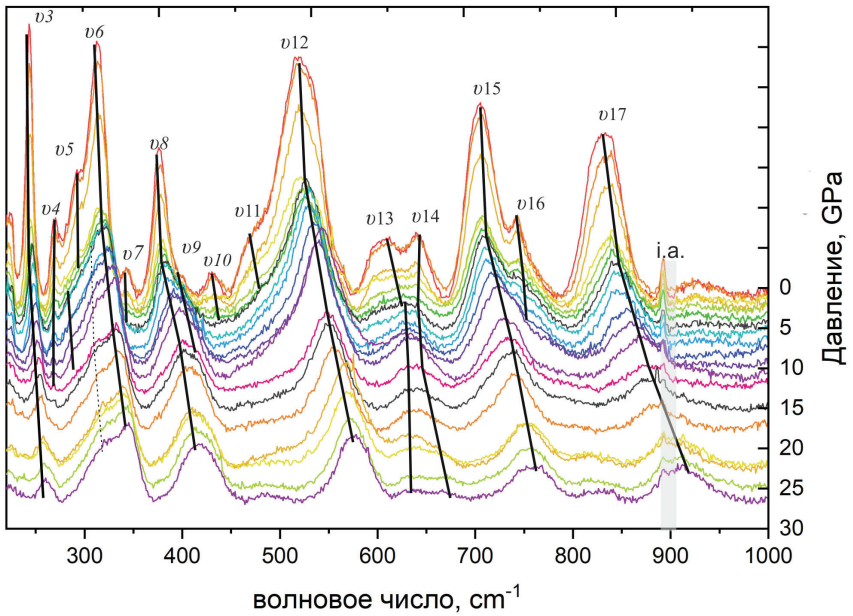


Рис. 2. Изменения КР-спектров GaGeO3OH при давлении до ~ 30 ГПа. Серая область – инструментальный артефакт (i. a.) DAC

Fig. 2. Evolution of the Raman spectrum of $GaGeO_3OH$ in pressure up to ~ 30 GPa. Grey area – an instrumental artefact (i. a.) of the DAC

ний; υ8, υ12 в области деформационных колебаний и/или колебаний изгиба GaO_6; υ13, υ14, υ15, υ17 в области валентных колебаний GeO_6. Большинство полос третьей области давления характеризуются более низким значением коэффициентов изменения значений волнового числа, чем во второй области. После декомпрессии все интенсивные полосы (υ3, υ6, υ8, υ12, υ15 и υ17) вернулись в исходное положение сдвига комбинационного рассеяния (рис. 3). Тем не менее, в спектрах КР образца «после ВД» наблюдается уменьшение интенсивности всех полос и почти полное исчезновение «плечевых» (υ7, υ9, υ10, υ13, υ14 υ18 и υ19) по сравнению с исходным образцом «до ВД» (рис. 3). Это явление может быть связано с аморфизацией образца под влиянием давления, подобное явление наблюдалось при воздействии давления и на другие соединения (например, Ruiz-Fuertes et al., 2016). Предыдущая работа по исследованию стабильности структурных характеристик фазы $AlSiO_3OH$ при высоких давлениях показала, что ось *b* является наиболее сжимаемым направлением, а угол *β* уменьшается до 16 ГПа (Schulze et al., 2018). Это связано с тем, что длина связи Si-O_4 уменьшается,

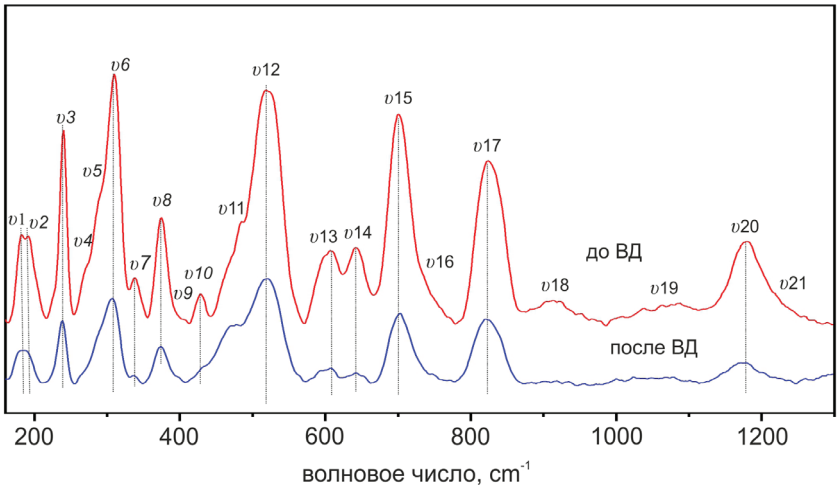


Рис. 3. КР-спектры $GaGeO_3OH$, полученные до и после высокого давления (ВД) при стандартных условиях

Fig. 3. Raman spectra of $GaGeO_3OH$ obtained before and after a high pressure at the ambient condition

усиливая ее вплоть до давления 16 ГПа и при этом ослабляя связь O4-H. В нашем случае тот же эффект мы наблюдали для полосы валентного колебания GeO_6 (υ17); во всех трех областях давления эта полоса имеет наибольшее значение $\partial\upsilon/\partial P$, что указывает на более сильное сжатие длины связи Ge···O, по сравнению с другими.

Таблица 2. Коэффициенты изменения значений волновых чисел ($\partial\upsilon/\partial P$, см$^{-1}$/ГПа) КР-полос $GaGeO_3OH$

Table 2. Coefficients of change in the values of wave numbers ($\partial\upsilon/\partial$P, cm^{-1}/GPa) of the Raman bands of $GaGeO_3OH$

υ#	$\partial\upsilon/\partial P$, cm^{-1}/GPa		
	I	II	III
υ 3	0.77 (0.06)	0.81 (0.06)	0.42 (0.01)
υ 4	0.24 (0.03)	-0.04 (0.05)	Не определен*
υ 5	0.82 (0.16)	1.26 (0.10)	Не определен
υ 6	0.62 (0.17)	1.51 (0.12)	0.97 (0.06)
υ 7	1.18 (0.06)	Не определен	Не определен
υ 8	1.23 (0.12)	2.06 (0.04)	1.39 (0.08)
υ 9	-0.07 (0.12)	1.70 (0.04)	Не определен
υ 10	1.14 (0.34)	Не определен	Не определен
υ 11	3.09 (0.51)	Не определен	Не определен
υ 12	1.10 (0.16)	2.31 (0.09)	2.37 (0.05)
υ 13	3.29 (0.18)	0.80 (0.08)	0.50 (0.02)
υ 14	-0.88 (0.28)	0.51 (0.06)	2.10 (0.08)
υ 15	0.65 (0.20)	2.82 (0.14)	1.98 (0.04)
υ 16	1.10 (0.08)	0.88 (0.41)	Не определен
υ 17	3.98 (0.28)	3.89 (0.15)	2.06(0.24)

Примечание. *Не определен – коэффициент не определен по причине низкой интенсивности/исчезновения полосы в КР-спектре.

Заключение

Фактор-групповой анализ предсказывает, что 36 мод являются КР активными. Экспериментально полученный спектр комбинационного рассеяния имеет топологию, схожую с КР спектрами фазы Эгг (природного и синтетического $AlSiO_3OH$ и модельного $MgSiO_4H_2$). В высокочастотной области спектров комбинационного рассеяния зарегистрирована группа широких полос колебания OH^-, что свидетельствует о наличии нескольких позиций водорода в кристаллической структуре $GaGeO_3OH$.

С помощью *in situ* КР-спектроскопии нового соединения $GaGeO_3OH$ – аналога фазы Эгг $AlSiO_3OH$ при высоких давлениях установлена зависимость смещения положения основных полос спектра КР от давления до ~ 30 ГПа. Изменение спектральных картин КР с изменением значений коэффициента ($\partial\upsilon/\partial P$), сопровождающееся исчезновением нескольких полос при давлениях ~ 4 ГПа и ~ 14 ГПа, указывает на возможные структурные трансформации. Полоса, соответствующая валентному колебанию GeO_6, характеризуется наибольшим значением коэффициента ($\partial\upsilon/\partial$P), что свидетельствует о наиболее сжимаемой связи Ge···O во всем диапазоне давлений до ~ 30 ГПа.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ №24-27-00078.

Литература

1. Литвин Ю. А. Физико-химические исследования плавления глубинного вещества Земли. М. Изд-во: Наука, 1991.

2. Спивак А. В., Искрина А. В., Сеткова Т. В., Хасанов С. С., Кузьмин А. В., Захарченко Е. С., Вирюс А. А. Синтез и структурные характеристики нового соединения $GaGeO_3OH$ – аналога фазы Эгг $AlSiO_3OH$ // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025.
3. Belokoneva E. L. The structures of new germanates, gallates, borates, and silicates with laser, piezoelectric, ferroelectric, and ion-conducting properties // Russian Chemical Reviews. 1994. V. 63. P. 533–549. https://doi.org/10.1070/rc1994v063n07abeh000103.
4. Bu X., Feng P., Gier T. E., Zhao D., Stucky G. D. Hydrothermal synthesis and structural characterization of zeolite-like structures based on gallium and aluminum germanates // Journal of the American Chemical Society. 1998. V. 120. P. 13389–13397. https://doi.org/10.1021/ja983042k.
5. Eggleton R. A., Chappell B. W. The crystal structure of stilpnomelane. Part III: Chemistry and physical properties // Mineralogical Magazine. 1978. V. 42. P. 361–368. https://doi.org/10.1180/minmag.1978.042.323.06.
6. Finger L. W., Hazen R. M. Systematics of High-Pressure Silicate Structures // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2000. V. 41. P. 123–155. https://doi.org/10.2138/rmg.2000.41.5.
7. Fukuyama K., Ohtani E., Shibazaki Y., Kagi H., Suzuki A. Stability field of phase Egg, $AlSiO_3OH$ at high pressure and high temperature: Possible water reservoir in mantle transition zone // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2017. V. 112. P. 31–35. https://doi.org/10.2465/jmps.160719e.
8. Lipina O. A., Surat L. L., Chufarov A. Y., Tyutyunnik A. P., Enyashin A. N., Baklanova I. V., Belova K. G., Baklanova Y. V., Zubkov V. G. Structural, electronic, and optical studies of $BaRE_2Ge_3O_{10}$ (RE = Y, Sc, Gd-Lu) germanates with a special focus on the $[Ge_3O_{10}]^{8-}$ geometry // CrystEngComm. 2019. V. 21. P. 6491–6502. https://doi.org/10.1039/c9ce01282f.
9. Luo H., Fang L., Xiang H., Tang Y., Li C. Two novel low-firing germanates $Li_2MGe_3O_8$ (M = Ni, Co) microwave dielectric ceramics with spinel structure // Ceramics International. 2017. V. 43. P. 1622–1627. https://doi.org/10.1016/j.ceramint.2016.10.107.
10. Mi Z. Strength, Elasticity and Phase Transition Study on NaCl and MgO-NaCl Mixture to Mantle Pressures // The University of Western Ontario, 2013.
11. Michel D., Colomban P., Abolhassani S., Voyron F., Kahn-Harari A. Germanium Mullite: Structure and Vibrational Spectra of Gels, Glasses and Ceramics // Journal of the European Ceramic Society. 1996. V. 16. P. 161–168. https://doi.org/10.1016/0955-2219(95)00145-X.
12. Rao R., Rao A. M., Xu B., Dong J., Sharma S., Sunkara M. K. Blueshifted Raman scattering and its correlation with the [110] growth direction in gallium oxide nanowires // Journal of Applied Physics. 2005. V. 98. https://doi.org/10.1063/1.2128044.
13. Reid A. F., Ringwood A. E. The crystal chemistry of dense M_3O_4 polymorphs: High pressure Ca_2GeO_4 of K_2NiF_4 structure type // Journal of Solid State Chemistry. 1970. V. 1. P. 557–565. https://doi.org/10.1016/0022-4596(70)90142-8.
14. Ringwood A. E., Seabrook M. High-pressure phase transformations in germanate pyroxenes and related compounds // Journal of Geophysical Research. 1963. V. 68. P. 4601–4609. https://doi.org/10.1029/jz068i015p04601.
15. Ringwood A. E. Phase transformations and the constitution of the mantle // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1970. V. 3. P. 109–155. https://doi.org/10.1016/0031-9201(70)90047-6.
16. Rudolph W. W., Pye C. C., Irmer G. Study of gallium(III) nitrate hydrate and aqueous solutions: Raman spectroscopy and ab initio molecular orbital calculations of gallium(III) water clusters // Journal of Raman Spectroscopy. 2002. V. 33. P. 177–190. https://doi.org/10.1002/jrs.842.
17. Ruiz-Fuertes J., Gomis O., León-Luis S. F., Schrodt N., Manjón F. J., Ray S., Santamaría-Pérez D., Sans J.A., Ortiz H. M., Errandonea D., Ferrer-Roca C., Segura A., Martínez-García D., Lavín V., Rodríguez-Mendoza U.R., Muñoz A. Pressure-induced amorphization of YVO4:Eu3+ nanoboxes // Nanotechnology. 2016. V. 27. P. 25701. https://doi.org/10.1088/0957-4484/27/2/025701.
18. Schulze K., Pamato M. G., Kurnosov A., Ballaran T. B., Glazyrin K., Pakhomova A., Marquardt H. High-pressure single-crystal structural analysis of $AlSiO_3OH$ phase egg // American Mineralogist. 2018. V. 103. P. 1975–1980. https://doi.org/10.2138/am-2018-6562.
19. Shi F., Qiao H. Influence of hydrothermal reaction time on crystal qualities and photoluminescence properties of β-Ga_2O_3 nanorods // Journal of Materials Science: Materials in Electronics. 2020. V. 31. P. 20223–20231. https://doi.org/10.1007/s10854-020-04542-w.
20. Solomatova N. V., Caracas R., Bindi L., Asimow P. D. Ab initio study of the structure and relative stability of $MgSiO_4H_2$ polymorphs at high pressures and temperatures // American Mineralogist. 2022. V. 107. P. 781–789. https://doi.org/10.2138/am-2021-7937.
21. Stan Camelia V., Dutta Rajkrishna, Cava Robert J., Prakapenka Vitali B., and Duffy Thomas S. High-Pressure Study of Perovskites and Postperovskites in the (Mg,Fe)GeO_3 System // Inorganic Chemistry. 2017. V. 56 (14). P. 8026–8035. https://doi.org/10.1021/acs.inorgchem.7b00774.

22. Thomas S. M., Koch-Müller M., Kahlenberg V., Thomas R., Rhede D., Wirth R., Wunder B. Protonation in germanium equivalents of ringwoodite, anhydrous phase B, and superhydrous phase B // American Mineralogist. 2008. V. 93. P. 1282–1294. https://doi.org/10.2138/am.2008.2739.
23. Wirth R., Vollmer C., Brenker F., Matsyuk S., Kaminsky F. Inclusions of nanocrystalline hydrous aluminium silicate «Phase Egg» in superdeep diamonds from Juina (Mato Grosso State, Brazil) // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 259. P. 384–399. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.04.041.
24. Xue X., Kanzaki M., Fukui H., Ito E., Hashimoto T. Cation order and hydrogen bonding of high-pressure phases in the Al_2O_3-SiO_2-H_2O system: An NMR and Raman study // American Mineralogist. 2006. V. 91. P. 850–861. https://doi.org/10.2138/am.2006.2064.
25. Zhang J. H., Kong F., Xu X., Mao J. G. Crystal structures and second-order NLO properties of borogermanates // Journal of Solid State Chemistry. 2012. V. 195. P. 63–72. https://doi.org/10.1016/j.jssc.2011.12.045.

Синтез и структурные характеристики нового соединения $GaGeO_3OH$ – аналога фазы Эгг $AlSiO_3OH$

Спивак А. В.[1], **Искрина А. В.**[1], **Сеткова Т. В.**[1], **Хасанов С. С.**[2], **Кузьмин А. В.**[2], **Захарченко Е. С.**[1], **Вирюс А. А.**[1]

[1] *Институт экспериментальной минералогии им. академика Д. С. Коржинского РАН, Черноголовка, spivak@iem.ac.ru*

[2] *Институт физики твердого тела им. Ю. А. Осипьяна РАН, Черноголовка*

Аннотация. Впервые синтезировано новое соединение $GaGeO_3OH$ при температуре 1000 °C и давлении 7 ГПа в виде белых кристаллов изометрической формы псевдокубического габитуса размером до 8 мкм.

Рентгеноструктурным анализом установлено, что полученная структура соответствует известному типу $AlSiO_3OH$ (Phase EGG). Синтетическое соединение $GaGeO_3OH$ кристаллизуется в моноклинной структуре с пространственной группой $P2_1/n$, параметры элементарной ячейки: a = 7.5785(1), b = 4.4605(3), c = 7.2469(4) Å, β = 97.519(2) °, V = 242.87(02) Å^3. Предложен механизм вхождения атомов водорода в структуру.

На основе полученных структурных данных синтетическое соединение $GaGeO_3OH$ можно рассматривать в качестве аналога фазы Эгг $AlSiO_3OH$.

Ключевые слова: фаза Эгг, синтез, галлий, германий, кристаллическая структура.

Synthesis and structural characteristics of a new compound $GaGeO_3OH$ – an analogue of the Egg phase $AlSiO_3OH$

Spivak A. V.[1], **Iskrina A. V.**[1], **Setkova T. V.**[1], **Khasanov S. S.**[2], **Kuzmin A. V.**[2], **Zakharchenko E. S.**[1], **Viryus A. A.**[1]

[1] *D.S. Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy of RAS, Chernogolovka, spivak@iem.ac.ru*

[2] *Osipyan Institute of Solid State Physics of Russian Academy of Sciences, Chernogolovka*

Abstract. For the first time, a new compound $GaGeO_3OH$ was synthesized at a temperature of 1000 °C and a pressure of 7 GPa. The white crystals of a new compound up to 8 μm in size have an isometric pseudocubic habit. X-ray structural analysis showed that the obtained structure corresponds to the known type $AlSiO_3OH$ (Phase EGG). The synthetic compound $GaGeO_3OH$ crystallizes in a monoclinic structure with the space group $P2_1/n$, the unit cell parameters a = 7.5785(1), b = 4.4605(3), c = 7.2469(4) Å, β = 97.519(2) °, V = 242.87(02) Å^3. A mechanism for the incorporation of hydrogen atoms into the structure is proposed. Based on the obtained structural data, the synthetic compound $GaGeO_3OH$ can be considered as an analogue of the phase Egg $AlSiO_3OH$.

Keywords: phase Egg, synthesis, gallium, germanium, crystal structure.

Введение

Одним из актуальных направлений экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии является изучение фаз высокого давления возможных резервуаров H_2O переходной зоны мантии. В рамках модельной системы Al_2O_3 – SiO_2 – H_2O большая часть исследований была сосредоточена на изучении фазы Эгг, впервые описанной (Eggleton et al., 1978). Позднее эта фаза была обнаружена в составе включений в сверхглубоких алмазах (Wirth et al., 2007). Кристаллическая структура $AlSiO_3OH$, включая положение водорода, была решена и уточнена с помощью высокоразрешающей рентгеновской порошковой дифракции: a = 7.14409(2) A°, b = 4.33462(1) Å, c = 6.95253(2) Å и β = 98.396(1) Å, Z = 4, V_0 = 212.99(1) Å, пространственная группа (пр. гр.) $P2_1/n$ (Schmidt et al., 1998). Модельный конечный член $MgSiO_4H_2$ (пр. гр. $P2_1/n$) твердого раствора $M^{3+}_{1-x}M^{2+}_xSiO_4H_{1+x}$ (M^{3+} = Al, Cr; M^{2+} = Mg, Fe), где x = 0.35, был синтезирован при 24 ГПа и 1400 °C (Bindi et al., 2020).

В данной работе представлены результаты синтеза нового соединения $GaGeO_3OH$ – аналога фазы Эгг $AlSiO_3OH$, а также данные по морфологии, химическому составу и уточнению его кристаллической структуры.

Синтез

Эксперименты по синтезу проводились с использованием установки с наковальней тороидального типа в Институте экспериментальной минералогии им. Д. С. Коржинского РАН (ИЭМ РАН). Установка с наковальней тороидального типа является модификацией установки с наковальней Бриджмена (Литвин, 1991). В качестве исходного материала использовалась порошкообразная смесь оксидов галлия (99.5 %) и германия (99.9 %). Оксиды смешивались в соотношении 1:1 и помещались в Pt-ампулу с добавлением избытка деионизированной воды. Эксперимент проводился при P = 7.0 ГПа и T = 1000 °C в течение 6 часов. Давление определялось с использованием стандартного полиморфизма Bi (при 2.55, 2.7 и 7.7 ГПа), Tl (при 3.67 ГПа) и Ba (5.5 ГПа) с точностью ± 0.25 ГПа. Температура регулировалась и измерялась термопарой (Pt70Rh30/Pt94Rh6) с точностью ± 20 °C. После эксперимента образец охлаждался до 20 °C со скоростью 300 ± 50 °C/c.

СЭМ, ЭЗРСА

Форму полученных кристаллов, структуру поверхности и состав исследовали на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Tescan Vega II XMU с использованием детекторов вторичных и отраженных электронов, а также энергодисперсионного рентгеновского спектрометра (INCAx-sight) для количественного анализа. Электронно-зондовый рентгеноспектральный анализ (ЭЗРСА) исследуемых образцов выполняли при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе поглощенных электронов 0.2 нА, размере зонда 0.3 мкм. Время анализа составляло 70 с. В качестве эталонов для количественного определения основных элементов использовали: для Ge – Ge металл, для Ga – GaP.

Рентгеноструктурный эксперимент и анализ

Рентгеноструктурный анализ был проведен методом порошковой дифракции. Съемка порошковых дифракционных спектров проводилась на приборе BRUKER D8 Advance с использованием рентгеновской трубки с медным катодом, капилляра для исследования небольших количеств образца и схемы Иогансона для фокусировки рентгеновского излучения. Капилляр 0.30 мм был заполнен неплотно мелкодисперсным порошком синтезированного соединения.

Наряду с острыми дифракционными пиками спектр содержал и широкий диффузный максимум, происходящий от рассеяния на аморфном материале капилляра. В дальнейшем для лучшей аппроксимации фона спектра этот диффузный максимум был учтен как вклад от побочной аморфной фазы.

Разложение спектра на составляющие его пики и уточнение параметров пиков и всего спектра в целом, определение параметров решетки и соответствующее индицирование наблюдаемых дифракционных максимумов проводились по стандартным процедурам программы TOPAS. Особое внимание уделялось точности подгонки фона спектра, ибо в спектре наблюдались много слабых рефлексов. Полученные значения параметров решетки и характеристики дифракционного спектра были зафиксированы при решении структуры. Следует отметить, что решение задачи определения ячейки кристаллической структуры образца было устойчиво при разных вариантах выбора первых 25–40 рефлексов, с разным уровнем отсечения слабых пиков, и различных вариантов аналитической формы максимумов.

Для решения структуры применялся метод симуляции температурного отжига (Simulated annealing) в режиме сравнения экспериментального и теоретического спектров с использованием расширенных возможностей программного пакета TOPAS. Состав ячейки задавался как 4 атома Ga, 4 – Ge и 16 атомов кислорода, согласно данным элементного анализа и анализа заполнения пространства. В соответствии с вышеполученной группой симметрии $P2_1/n$ определялись координаты независимой части структуры, Ga1Ge1O4. Решение структуры было также устойчивым, быстро выходило на разумную конфигурацию расположения атомов (атомы Ga и Ge в октаэдрическом окружении кислородных атомов) с фактором достоверности R_{wp} около 17 %.

Полученная модель структуры в дальнейшем уточнялась без ограничений по стандартной методике полнопрофильной подгонки рентгенодифракционных спектров (метод Ритвельда) в программе TOPAS до факторов достоверности R_{wp} около 4 % и R_{bregg} – 1.5 %, что является хорошим по-

казателем достоверности полученной и уточненной модели структуры. Полученная структура соответствует известному типу $AlSiO_3OH$ (PhaseEGG).

Морфология, элементный состав и кристаллическая структура соединения $GaGeO_3OH$

В результате экспериментов во всем объеме капсулы образуется мелкокристаллический порошок. Белые кристаллы имеют изометрическую форму псевдокубического габитуса. Размер отдельных кристаллов достигает 5–8 мкм (рис. 1). Химический состав определен как Ga_2O_3 40.9 ± 0.8, GeO_2 43.8 ± 0.8 мас. %. Кристаллы, использованные для рентгеноструктурного исследования, однородные по составу в пределах аналитической погрешности.

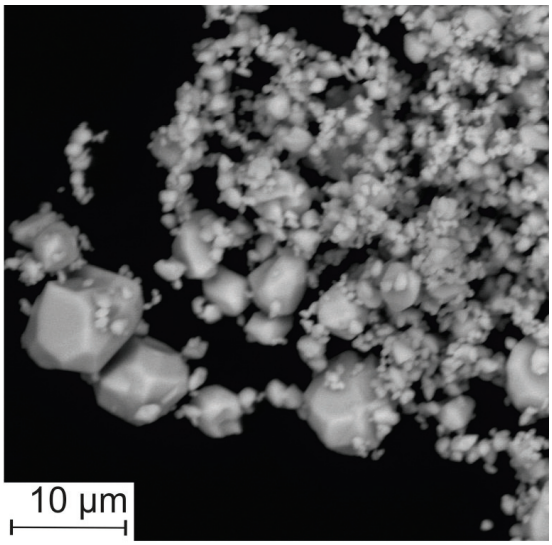


Рис. 1. СЭМ-изображения синтезированных кристаллов $GaGeO_3OH$

Fig. 1. SEM images of synthesized $GaGeO_3OH$ crystals

Рентгеноструктурным анализом установлено, что фаза $GaGeO_3OH$ кристаллизуется в пространственной группе $P2_1/n$ (14) с параметрами элементарной ячейки: a = 7.5785(1) Å; b = 4.4605(3) Å; c = 7.2469(4) Å; V = 242.87(02) Å^3; β = 97.519(2)° (рис. 2). Структура $GaGeO_3OH$ состоит из октаэдров GeO_6, соединенных общими ребрами, и димера Ga_2O_{10}, аналогично чистой фазе Эгг $AlSiO_3OH$ (Schmidt et al., 1998). Соединение указанных элементов для формирования структуры фазы Эгг аналогично соединению элементов другой высокобарной фазы – стишовита, у которого октаэдры, соединенные ребрами, образуют столбцы из октаэдров, соединенных углами. Две из наиболее длинных связей в октаэдрах GaO_6 и GeO_6, Ge-O2 (1.925Å) и Ge-O1 (2.057Å), связаны с тетраэдрической полостью в структуре. Удлинение связей может указывать на присутствие там атома водорода. Вероятно, атом водорода не стабилен, а «мигрирует» между атомами кислорода в этой тетраэдрической полости.

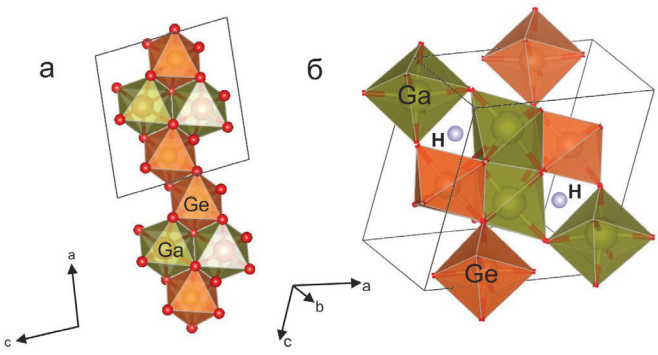


Рис. 2. Кристаллическая структура $GaGeO_3OH$: а – структурный димер в проекции a–c;
б – элементарная ячейка и положение атома водорода в тетраэдрических отверстиях

Fig 2. Crystal structure of $GaGeO_3OH$: a – The structural module in a–c projection;
b – the structure unit-cell and position of H atom in tetrahedral holes

В нашем случае атом водорода H располагается в полиэдре, который образован атомами O1, O2, O4, O3, O1, O2, этот вывод был сделан на основании тетраэдрических искажений планарных групп Ga-Ga-Ge-O2 и Ga-Ga-Ge-O1, треугольники Ga-Ga-Ge с атомами кислорода в центре, размещенные вокруг предполагаемого положения водорода. Предполагается, что атом H динамически разупорядочен между двумя положениями, близкими к O1 и O2 (рис. 2 б), что подтверждается наличием нескольких мод колебаний для группы OH по данным КР-спектроскопии (Спивак и др., 2025). Скорее всего атом H расположен ближе к атому O2, чем к O1, так как искажение в тетраэдре Ga-Ga-Ge-O2 более выражено, чем в Ga-Ga-Ge-O1. Уточненные структурные параметры для соединения $GaGeO_3OH$, а также длины связей и величины углов в структуре представлены в табл. 1 и 2.

Таблица 1. Уточненные структурные параметры для соединения $GaGeO_3OH$
Table 1. Refined structural parameters for the compound $GaGeO_3OH$

Атом	Wyckoff	*x*	*y*	*z*	Заселенность позиции	*B*
Ga	4e	0.43136(19)	0.5089(13)	0.28450(20)	1	0.202(30)
Ge	4e	0.18292(25)	0.4956(19)	0.58049(25)	1	0.202(30)
O1	4e	0.7582(21)	0.2233(20)	0.6200(21)	1	0.5
O2	4e	0.1136(21)	0.7852(17)	0.9880(20)	1	0.5
O3	4e	0.1466(23)	0.2124(19)	0.7625(23)	1	0.5
O4	4e	0.0224(23)	0.3055(17)	0.3932(21)	1	0.5

Таблица 2. Длины связей и величины углов для соединения $GaGeO_3OH$
Table 2. Bond lengths and angle values for the $GaGeO_3OH$ compound

Длины связей, Å		Величина угла, °	
Ge-O1	2.013	O1-Ge-O2	81.8(3)
Ge-O2	1.925	O1-Ge-O3	174.6(4)
Ge-O3	1.873	O1-Ge-O3	95.6(3)
Ge-O3	1.875	O1-Ge-O4	92.6(4)
Ge-O4	1.823	O1-Ge-O4	86.8(3)
Ge-O4	1.900	O2-Ge-O3	84.0(3)
Ср. знач. Ge-O	1.901	O2-Ge-O3	92.8(4)
		O2-Ge-O4	93.3(4)
		O2-Ge-O4	171.1(4)
		O3-Ge-O4	93.6(4)
		O3-Ge-O4	92.8(3)
		O3-Ge-O3	94.2(3)
		O4-Ge-O4	79.4(3)
Ga-O1	1.951	O1-Ga-O2	86.2(3)
Ga-O1	2.057	O1-Ga-O2	79.0(3)
Ga-O2	1.994	O1-Ga-O3	163.6(4)
Ga-O2	2.096	O1-Ga-O4	97.1(3)
Ga-O3	1.931	O1-Ga-O1	94.0(3)
Ga-O4	1.910	O2-Ga-O3	92.9(4)
Ср. знач. Ga-O	1.989	O2-Ga-O4	165.9(4)
		O2-Ga-O2	78.8(3)
		O3-Ga-O1	100.7(4)
		O3-Ga-O2	78.2(3)
		O3-Ga-O4	93.8(3)
		O4-Ga-O1	91.3(4)
		O4-Ga-O2	90.5(4)

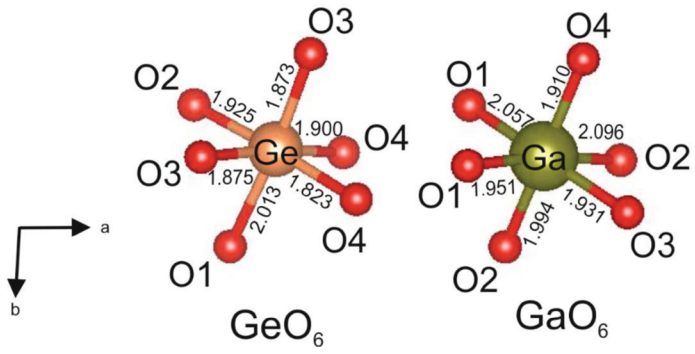


Рис. 3. The Ge···O and Ga···O bond lengths for GeO_6 and GaO_6 octahedrals, respectively
Fig. 3. Дины связей Ge···O и Ga···O в октаэдрах GeO_6 и GaO_6, соответсвенно

Параметры элементарной ячейки Ga,Ge-аналога фазы Эгг заметно отличаются по сравнению с $AlSiO_3OH$ и $MgSiH_2O_4$ (табл. 3). Мы наблюдали общее расширение элементарной ячейки, связанное с увеличением параметров *a* – ~ 6 %, *b* – ~ 3 %, *c* – ~ 4 % по сравнению с чистым (синтетическим) $AlSiO_3OH$ (Schulze et al., 2018). Объем элементарной ячейки $GaGeO_3OH$ увеличивается на ~ 12.4 % по сравнению с данными из (Schmidt et al., 1998), при этом значение угла β уменьшается на ~ 1 %.

Таблица 3. Параметры ячейки для фаз $AlSiO_3OH$, $MgSiH_2O_4$ и $GaGeO_3OH$
Table 3. Cell parameters for the $AlSiO_3OH$, $MgSiH_2O_4$ and $GaGeO_3OH$ phases

Фаза	$GaGeO_3OH$ (настоящая работа)	$AlSiO_3OH$ (Schmidt et al., 1998)	$AlSiO_3OH$ (Schulze et al., 2018)	$MgSiH_2O_4$ (Bindi et al., 2020)
Пр. группа	$P2_1/n$	$P2_1/n$	$P2_1/n$	$P2_1/n$
a, Å	7.5785(1)	7.14409(2)	7.1848(12)	7.2681(8)
b, Å	4.4605(3)	4.33462(1)	4.327(2)	4.3723(5)
c, Å	7.2469(4)	6.95253(2)	6.963(2)	7.1229(7)
β, °	97.519(2)	98.396(1)	98.201(2)	99.123(8)
V, Å^3	242.87(02)	212.99(1)	214.08(17)	223.49(4)

Заключение

Впервые кристаллы $GaGeO_3OH$ были синтезированы при температуре 1000 °C и давлении 7 ГПа. В результате получены белые кристаллы изометрической формы псевдокубического габитуса размером до 8 мкм.

Рентгеноструктурным анализом установлено, что структура нового соединения $GaGeO_3OH$ соответствует известному типу $AlSiO_3OH$ (PhaseEGG). Синтетическое соединение $GaGeO_3OH$ кристаллизуется в моноклинной структуре с пространственной группой $P2_1/n$, параметры элементарной ячейки: *a* = 7.5785(1), *b* = 4.4605(3), *c* = 7.2469(4) Å, β = 97.519(2) °, *V* = 242.87(02) Å^3. Предложен механизм вхождения атомов водорода в структуру.

На основе полученных структурных данных синтетическое соединение $GaGeO_3OH$ можно рассматривать как аналог фазы Эгг.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 24-27-00078.

Литература

1. Литвин Ю. А. Физико-химические исследования плавления глубинного вещества Земли. М. Изд-во: Наука, 1991.
2. Спивак А. В., Искрина А. В., Сеткова Т. В., Захарченко Е. С., Вирюс А. А. Стабильность соединения $GaGeO_3OH$ при бариеском воздействии (до 30 ГПа) по данным КР-спектроскопии $AlSiO_3OH$ // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025.

3. Bindi L., Bendeliani A., Bobrov A., Matrosova E., Irifune T. Incorporation of Mg in phase Egg, $AlSiO_3OH$: Toward a new polymorph of phase H, $MgSiH_2O_4$, a carrier of water in the deep mantle // American Mineralogist. 2020. V. 105. P. 132–135. https://doi.org/10.2138/am-2020-7204.
4. Eggleton R. A., Chappell B. W. The crystal structure of stilpnomelane. Part III: Chemistry and physical properties // Mineralogical Magazine. 1978. V. 42. P. 361–368. https://doi.org/10.1180/minmag.1978.042.323.06.
5. Hofmeister A. M., Cynn H., Burnley P. C., Meade C. Vibrational spectra of dense, hydrous magnesium silicates at high pressure: Importance of the hydrogen bond angle // Am. Mineral. 1999. V. 84. P. 454–464. https://doi.org/10.2138/am-1999-0330.
6. Michel D., Colomban P., Abolhassani S., Voyron F., Kahn-Harari A. Germanium Mullite: Structure and Vibrational Spectra of Gels, Glasses and Ceramics // Journal of the European Ceramic Society. 1996. V. 16. P. 161–168. https://doi.org/10.1016/0955-2219(95)00145-X.
7. Rao R., Rao A. M., Xu B., Dong J., Sharma S., Sunkara M. K. Blueshifted Raman scattering and its correlation with the [110] growth direction in gallium oxide nanowires // Journal of Applied Physics. 2005. V. 98. https://doi.org/10.1063/1.2128044.
8. Schmidt M. W., Finger L. W., Angel R. J., Dinnebier R. E. Synthesis, crystal structure, and phase relations of $AlSiO_3OH$, a high-pressure hydrous phase // American Mineralogist. 1998. V. 83 P. 881–888. https://doi.org/10.2138/am-1998-7-820.
9. Schulze K., Pamato M. G., Kurnosov A., Ballaran T. B., Glazyrin K., Pakhomova A., Marquardt H. High-pressure single-crystal structural analysis of AlSiO3OH phase egg // American Mineralogist. 2018. V. 103. P. 1975–1980. https://doi.org/10.2138/am-2018-6562.
10. Shi F., Qiao H. Influence of hydrothermal reaction time on crystal qualities and photoluminescence properties of β-Ga_2O_3 nanorods// Journal of Materials Science: Materials in Electronics. 2020. V. 31. P. 20223–20231. https://doi.org/10.1007/s10854-020-04542-w.
11. Solomatova N. V., Caracas R., Bindi L., Asimow P. D. Ab initio study of the structure and relative stability of $MgSiO_4H_2$ polymorphs at high pressures and temperatures // American Mineralogist. 2022. V. 107. P. 781–789. https://doi.org/10.2138/am-2021-7937.
12. Rudolph W. W., Pye C. C., Irmer G. Study of gallium(III) nitrate hydrate and aqueous solutions: Raman spectroscopy and ab initio molecular orbital calculations of gallium(III) water clusters // Journal of Raman Spectroscopy. 2002. V. 33. P. 177–190. https://doi.org/10.1002/jrs.842.
13. Wirth R., Vollmer C., Brenker F., Matsyuk S., Kaminsky F. Inclusions of nanocrystalline hydrous aluminium silicate «Phase Egg» in superdeep diamonds from Juina (Mato Grosso State, Brazil) // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 259. P. 384–399. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.04.041.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 266–269

Особенности химического состава минералов надгруппы апатита из интрузии Нива (Кольский полуостров)

Филина М. И.
Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, Москва, makimm@mail.ru

Аннотация. Впервые изучен вариативный состав минералов надгруппы апатита из агпаитовых сиенитов интрузии Нива (Кольский полуостров), для изученных минералов наблюдается эволюция от кальциевых к высокостронциевым с РЗЭ минеральным видам, которые представлены: фторапатитом, фторкафитом, фторстрофитом, беловитом-(Ce) и беловитом-(La). Содержание La_2O_3 достигает 17.91 мас. % в беловите-(La), беловит-(Ce) содержит до 10.47 мас. % Ce_2O_3. Показано, что в процессе дифференциации щелочной магмы из которой кристаллизовались агпаитовые сиениты, происходило фракционирование редкоземельных элементов, с выделением легких редких земель на самых поздних стадиях кристаллизации.

Ключевые слова: Кольская щелочно-карбонатитовая провинция, интрузия Нива, редкоземельные элементы, минералы надгруппы апатита, беловит-(Ce), беловит-(La).

Chemical composition of the apatite supergroup minerals from the Niva intrusion (Kola Peninsula)

Filina M. I.
Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, makimm@mail.ru

Abstract. The first data of composition of the apatite supergroup minerals from the agpaitic syenites of Niva intrusion (Kola Peninsula) has been obtained. The composition of the studied minerals varies from calcium to high-calcium with REE mineral species: fluorapatite, fluorcaphite, fluorstrophite, belovite-(Ce) and belovite-(La). The La_2O_3 content reaches 17.91 wt. % of belovite-(La), belovite-(Ce) contains up to 10.47 wt. % Ce_2O_3. It is shown that during the differentiation of alkaline magma from which agpaitic syenites crystallized, rare earth elements fractionated, with the release of light rare earths at the latest stages of crystallization.

Keywords: Kola alkaline carbonatite province, Niva intrusion, rare earth elements, apatite supergroup minerals, belovite-(Ce), belovite-(La).

Введение

Интрузия Нива расположена на южном берегу оз. Бабинская Имандра, Кольский полуостров. Интрузия образует линзовидное тело диаметром 1.5–2 км и выходит на дневную поверхность на площади 200 × 300 м на южном берегу озера, большая часть интрузии сложена мелко- и среднезернистыми агпаитовыми сиенитами. Также в интрузии присутствует зона катаклаза, состоящая из тонкозернистых ортоклазитов, пересекающих агпаитовый сиенит. Вмещающими породами являются архейские амфибол-биотитовые гнейсы беломорской серии. На контакте с вмещающими породами была выявлена зона фенитизированных гнейсов мощностью 1–2 м.

Агпаитовые сиениты состоят из ортоклаза (35–45 об. %), натролита (15–20 об. %), титанистого эгирин-авгита (10–15 об. %), энигматита+астрофиллита (10–15 об. %), минералов надгруппы амфибола (10–15 об. %) и минералов группы лампрофиллита (10–15 об. %). Акцессорные минералы представлены нунканбахитом, минералами надгруппы апатита, баритом, сфалеритом и пиритом. Характерной особенностью породы, является присутствие среди породообразующих минералов, типичных минералов агпаитовой ассоциации – энигматита и минералов группы лампрофиллита: лампрофиллита, фторлампрофиллита и фторбаритолампрофиллита, который впервые был описан в агпаитовых сиенитах интрузии Нива и утвержден в качестве нового минерала (Filina et al., 2019).

Состав агпаитовых сиенитов характеризуется высоким коэффициентом агпаитности (K_a ~ 1.4) с повышенными содержаниями титана (3.33 мас. % TiO_2), железа (13.44 мас. % Fe_2O_3), стронция (5113 г/т Sr), бария (6007 г/т Ba) по сравнению с агпаитовыми сиенитами Ловозерского массива (Герасимовский и др., 1966), а также значительными концентрациями циркония (1953 г/т Zr),

ниобия (567 г/т Nb) и редкоземельных элементов (РЗЭ): $\sum_{РЗЭ}$ = 753 г/т, La – 178 г/т, Ce – 300 г/т, Nd – 90 г/т, но сведений о минералах концентраторах РЗЭ, в более ранних публикациях по минералогии интрузии Нива не приводились (Арзамасцев и др., 1999; Арзамасцева и Пахомовский, 1999; Arzamastsev et al., 2000). В ходе данного исследования было выявлено, что минералы надгруппы апатита содержат значительные количества редкоземельных элементов.

Состав минералов надгруппы апатита

Минералы надгруппы апатита в агпаитовых сиенитах встречаются в виде скоплений гипидиоморфных кристаллов, размером до 150 мкм (рис. 1). Для изученных минералов наблюдается эволюция от кальциевых к высокостронциевым с РЗЭ минеральным видам, а полученные составы соответствуют: фторапатиту ($Ca_5(PO_4)_3F$), фторкафиту $SrCaCa_3(PO_4)_3F$, фторстрофиту $SrCaSr_3(PO_4)_3F$, беловиту-(Ce) $NaCeSr_3(PO_4)_3F$ и беловиту-(La) $NaLaSr_3(PO_4)_3F$ (Pasero et al., 2010; табл. 1). Исследованные кристаллы зональные, наиболее часто в породе встречаются кристаллы, в которых центральные части по составу соответствуют фторстофиту с краевыми зонами, соответствующими беловиту-(Ce) или беловиту-(La) (рис. 1), также встречаются отдельные кристаллы фторапатита. Беловит-(Ce) и беловит-(La) – характерные минералы ультращелочных пород и пегматитов, встречается в Ловозерском и Хибинском массивах (Кольский п-ов) и других регионах Мира (Пеков, 2001), и наряду с другими высокостронциевыми членами группы апатита (где Sr возглавляет хотя бы одну структурную позицию) являются индикаторами высокощелочных условий кристаллизации (Пеков и др., 1995; Пеков, 2001).

Содержание стронция составляет во фторапатите 2.64 мас. % SrO, во фторкафите 21.23 мас. % SrO, во фторсрофите варьирует от 50.44 до 54.82 мас. % SrO, в беловите-(Ce) и беловите-(La) варьирует от 35.98 до 41.99 мас. % SrO. Барий в виде примеси содержится во всех минеральных видах кроме фторапатита, содержание бария во фторкафите составляет 1.21 мас. % BaO, во фторстрофите варьирует от 1.38 до 1.96 мас. % BaO, в беловите-(Ce) и беловите-(La) от 0.66 до 2.4 мас. % BaO.

Все изученные минералы за исключением фторапатита содержат значительные количества РЗЭ: содержание La_2O_3 во фторкафите составляет 3.74 мас. %, Ce_2O_3 – 2.3 мас. %, Nd_2O_3 – 0.97 %.

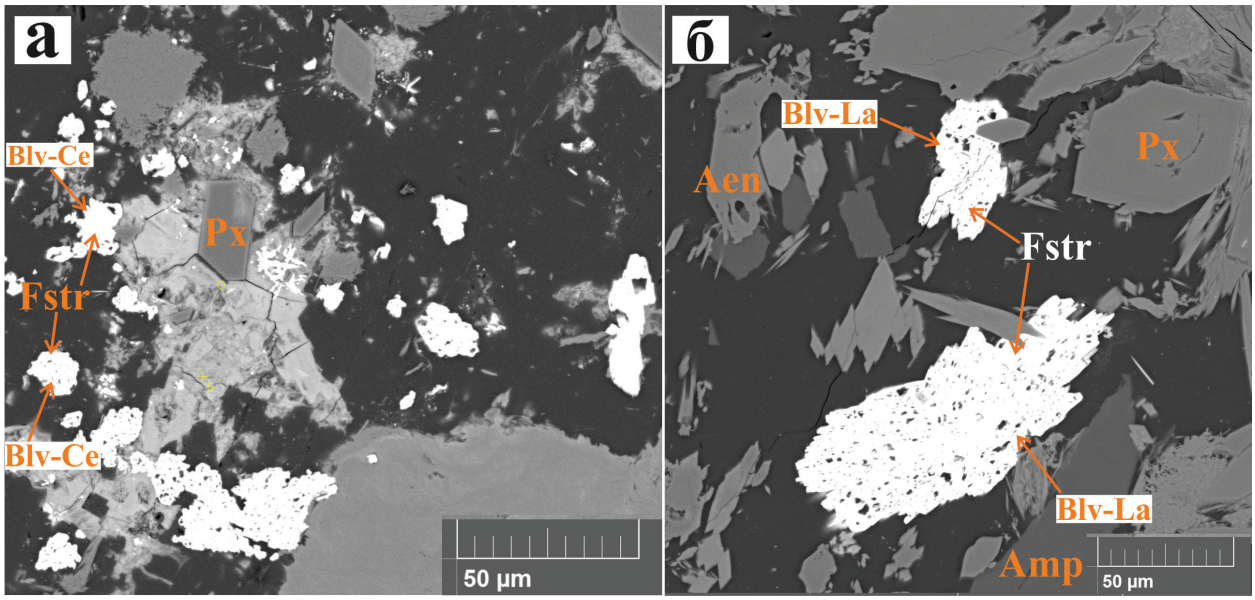


Рис. 1. Сростки фторстофита (Fstr) с беловитом-(Ce) (Blv-Ce) (а) и беловитом-(La) (Blv-La) (б), в ассоциации с эгирин-авгитом (Px), энигматитом (Aen) и калийарфведсонитом (Amp) в агпаитовом сиените интрузии Нива. Изображение в обратно-отраженных электронах

Fig. 1. BSE images of accretions fluorstrophite (Fstr) with belovite-(Ce) (Blv-Ce) (a) and belovite-(La) (Blv-La) (b), in association with aegirine-augite (Px), aenigmatite (Aen), and potassic-arfvedsonite (Amp) in the agpaitic syenite of the Niva intrusion

Во фторстрофите содержание La_2O_3 варьирует от 0.63 до 2.49 мас. %, Ce_2O_3 от 0.51 до 2.36 мас. %, в беловите-(Ce), беловите-(La) содержится от 5.95 до 17.91 мас. % La_2O_3, от 3.23 до 10.47 мас. % Ce_2O_3, от 0.65 до 2.18 мас. % Nd_2O_3, от 0.5 до 0.81 мас. %, Pr_2O_3 (табл. 1). Таким образом, показано, что в процессе дифференциации щелочной магмы, из которой кристаллизовались агпаитовые сиениты, происходило фракционирование редкоземельных элементов с выделением легких редких земель на самых поздних стадиях кристаллизации.

Таблица 1. Химический состав минералов надгруппы апатита из интрузии Нива (мас. %)
Table 1. Compositions of apatite supergroup minerals from the agpaitic syenites of the Niva intrusion (wt %)

Зона кристалла	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	1 C	2 C	2 R	3 C	4 C	5 R	5 C	6 R	6 C	7 C	8 R	9 C
SiO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	1.46	—	—	2.01
Al_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.27
FeO	0.31	0.21	0.30	—	—	—	—	—	0.85	0.32	0.46	0.31
CaO	6.33	7.66	3.28	7.56	51.38	2.98	6.12	2.91	1.83	2.01	1.19	28.99
Na_2O	0.85	—	3.45	0.41	0.28	3.74	0.90	4.21	4.71	3.69	4.96	1.68
SrO	50.44	54.82	41.99	53.50	2.64	41.59	51.33	38.13	35.98	40.89	37.47	21.23
BaO	1.38	1.96	2.40	1.62	—	1.59	1.45	1.39	1.48	0.66	1.08	1.21
La_2O_3	2.49	—	7.34	0.63	—	5.95	2.00	6.80	9.09	9.24	17.91	3.74
Ce_2O_3	1.32	0.51	7.95	0.60	—	10.47	2.36	9.34	10.40	8.74	3.23	2.30
Pr_2O_3	—	—	—	—	—	0.81	—	—	0.72	0.50	—	—
Nd_2O_3	—	—	0.65	—	—	2.18	—	1.36	1.43	0.78	—	0.97
P_2O_5	30.54	32.10	31.22	31.18	42.09	30.77	31.27	30.40	29.64	30.57	30.68	33.72
F	4.49	3.83	2.22	4.92	4.55	2.16	5.06	2.94	2.53	2.21	3.56	3.67
Сумма	98.15	101.09	100.80	100.42	100.94	102.24	100.49	97.48	100.12	99.61	100.54	101.10
O=F	1.89	1.61	0.93	2.07	1.92	0.91	2.13	1.24	1.07	0.93	1.50	1.55
Сумма*	96.26	99.48	99.87	98.35	99.02	101.33	98.36	96.24	99.05	98.68	99.04	99.55
Ca	0.85	1.00	0.42	0.99	4.82	0.38	0.81	0.39	0.23	0.27	0.15	2.90
Na	0.21	—	0.80	0.10	0.05	0.86	0.22	1.01	1.07	0.88	1.17	0.30
Si	—	—	—	—	—	—	—	—	0.17	—	—	0.19
Al	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.14
Fe	0.03	0.02	0.03	—	—	—	—	—	0.08	0.03	0.05	0.02
Sr	3.67	3.86	2.93	3.78	0.13	2.85	3.70	2.74	2.45	2.92	2.64	1.15
Ba	0.07	0.09	0.11	0.08	—	0.07	0.07	0.07	0.07	0.03	0.05	0.04
La	0.12	—	0.33	0.03	—	0.26	0.09	0.31	0.39	0.42	0.80	0.13
Ce	0.06	0.02	0.35	0.03	—	0.45	0.11	0.42	0.45	0.39	0.14	0.08
Pr	—	—	—	—	—	0.03	—	—	0.03	0.02	—	—
Nd	—	—	0.03	—	—	0.09	—	0.06	0.06	0.03	—	0.03
P	3.24	3.30	3.18	3.22	3.12	3.08	3.29	3.19	2.94	3.19	3.15	2.67
F	1.78	1.47	0.84	1.90	1.26	0.81	1.99	1.15	0.94	0.86	1.37	1.08

Примечание. Составы были определены на сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA-3 FEG Oxford в ГЕОХИ РАН. Зоны кристалла: C – центральная, R – краевая. * – в пересчете на концентрацию фтора. Формульные коэффициенты рассчитаны 5 катионов в позиции M1 и M2. Составы 1, 2, 4, 7, соответствуют фторстрофиту; 5 – фторапатиту; 3, 6, 8, 9 – беловиту-(Ce); 10, 11 – беловиту-(La); 12-фторкафиту. «—» ниже предела обнаружения.

Благодарности

Работа выполнена по теме государственного задания Института геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН).

Литература

1. Арзамасцева Л. В., Пахомовский Я. А. Минеральные ассоциации пород агпаитовой интрузии Нива (Кольский полуостров) как индикаторы условий ее образования // Записки РМО. 1999. Т. 128, № 6. С. 1–16.
2. Арзамасцев А. А., Чащин В. В., Арзамасцева Л. В. Интрузия Нива – новое проявление агпаитовонго магматизма в Кольской щелочной првинции // Доклады РАН. 1999. Т. 365, № 5. С. 653–656.
3. Герасимовский В. И., Волков В. П., Когарко Л. Н., Поляков А. И., Сапрыкина Т. В., Балашов Ю. А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М. Изд-во: Наука, 1966. 398 с.
4. Пеков И. В., Чуканов Н. В., Елецкая О. В., Хомяков А. П., Меньшиков Ю. П. Беловит-(Ce): Новые данные, уточненная формула и соотношение с другими минералами группы апатита // Записки РМО. 1995. № 2. С. 98–110.
5. Пеков И. В. Ловозерский массив, история исследования, пегматиты, минералы. М. Изд-во: Земля. 2001. 464 с.
6. Arzamastsev A. A., Belyatskiy B. V., Arzamastseva L. V. Agpaitic magmatism in the northeastern Baltic Shield: a study of the Niva intrusion, Kola Peninsula, Russia // Lithos. 2000. V. 51. P. 27–46.
7. Filina M. I., Aksenov C. M., Sorokhtina N. V., Chukanov N. V., Kononkova N. N., Belakovskiy D. I., Britvin S. N., Kogarko L. N., Chervonnyi A. D., Rastsvetaeva R. K. The new mineral fluorbarytolamprophyllite, $(Ba,Sr,K)_2[(Na,Fe^{2+})_3TiF_2][Ti_2(Si_2O_7)_2O_2]$ and chemical evolution of lamprophyllite-group minerals in agpaitic syenites of the Kola Peninsula // Mineralogy and Petrology. 2019. V. 113. P. 533–553. https://doi:10.1007/s00710-019-00664-0.
8. Pasero M., Kampf A. R., Ferraris C., Pekov I. V., Rakovan J. White T. J. Nomenclature of the apatite supergroup minerals // European Journal of Mineralogy. 2010. V. 22, No. 2. P. 163–179. https://doi:10.1127/0935-1221/2010/0022-2022.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 270–276

Минералы группы ловозерита из Ловозерского щелочного массива (Кольский полуостров)

Михайлова Ю. А., Пахомовский Я. А., Селиванова Е. А., Лялина Л. М.
Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, j.mikhailova@ksc.ru

Аннотация. В работе рассмотрены два вопроса, касающиеся минералогии группы ловозерита в Ловозерском щелочном массиве: распространенность ловозерита и способ образования золотаревита. На основе анализа литературы и данных, полученных авторами, показано, что в породах массива, ввиду крайне низкого содержания кальция, ловозерит отсутствует, тогда как литвинскит, $Na_3ZrSi_6O_{13}(OH)_5$, распространен наиболее широко. Предыдущими исследованиями установлено, что водосодержащий представитель группы ловозерита, золотаревит, образовался в результате декатионирования ультращелочного минерала таунендита. В данной работе мы приводим признаки первичного происхождении золотаревита.

Ключевые слова: группа ловозерита, литвинскит, золотаревит, щелочные породы, Ловозерский массив.

Lovozerite-group minerals from the Lovozero massif (Kola Peninsula)

Mikhailova J. A., Pakhomovsky Ya. A., Selivanova E. A., Lyalina L. M.
Geological Institute KSC RAS, Apatity, j.mikhailova@ksc.ru

Abstract. The article considers two issues related to the mineralogy of the lovozerite group in the Lovozero alkaline massif: the prevalence of lovozerite and the formation of zolotarevite. Based on the analysis of literature and data obtained by the authors, it is shown that in the rocks of the massif, due to the extremely low calcium content, lovozerite is absent, while litvinskite {$Na_3ZrSi_6O_{13}(OH)_5$} is the most widespread. Previous studies have established that the hydrous member of the lovozerite group, zolotarevite, was formed by decationization of the ultra-alkaline mineral townendite. In this work, we present evidence for the primary origin of zolotarevite.

Keywords: lovozerite-group minerals, litvinskite, zolotarevite, alkaline rocks, Lovozero massif.

Введение

Группа ловозерита (Pekov et al., 2009) объединяет минералы с общей формулой $A_3B_3C_2MSi_6O_{12}O_{6-x}\cdot(OH)_x\cdot nH_2O$, в которой $0 \le x \le 6$; $n = 0–1$; M = Zr, Ti, Fe^{3+}, Ca; C = Ca, Mn^{2+}, Na, □ (вакансия); A = Na, Ca; B = Na, □. Основу кристаллических структур минералов группы ловозерита составляет каркас, образованный шестичленными кольцами из кремнекислородных тетраэдров и связывающими их изолированными M-октаэдрами (Yamnova et al., 2001 a; b). Этот каркас является разорванным, так как из четырех анионных вершин каждого Si-тетраэдра только три участвуют в его образовании. Две анионные вершины поделены между соседними тетраэдрами Si–O–Si, третья образует мостик Si–O–M, а четвертая вершина остается свободной («висячей»). В «висячих» вершинах каркаса возможно замещение O^{2-} группами OH^-. Соотношение O^{2-} и OH^-зависит от катионног состава минерала и степени заполнения M- и C-позиций.

В настоящее время к группе ловозерита относится 11 минеральных видов (табл. 1). За исключением комбеита и таунендита, все они были впервые обнаружены в Хибинском или Ловозерском массивах и получили названия по месту находки (коашвит, имандрит), по химическому составу (цирсиналит, тисиналит) или в честь известных исследователей (капустинит, казаковит, литвинскит, золотаревит).

По месту нахождения в Ловозерском массиве был назван и минерал-родоначальник группы – ловозерит. Впервые он был описан В. И. Герасимовским в 1939 г. (Герасимовский, 1939) как породообразующий минерал одной из разновидностей нефелиновых сиенитов – порфировидных луявритов. Порфировидные породы, обогащенные вкрапленниками ловозерита (до 20 об. %), получили название ловозеритовые луявриты. В 50-х годах прошлого века они привлекали внимание как перспективные комплексные редкометальные руды (U, Th, Zr, Nb, Ta, Ti, REE); крупное тело таких пород

в верховьях р. Эльмарайок получило название «Ловозерское комплексное месторождение редких металлов» и изучалось в 1955–1957 гг. с проходкой канав и опробованием (Буссен, 1958).

Таблица 1. Список минералов группы ловозерита и характер заселенности позиций в их кристаллических структурах ($Z = 3$)

Table 1. Coefficients in the structural formulae of end members of lovozerite-group minerals ($Z = 3$)

Минерал	***A***	***B***	***C***	***M***	**Si**	**O**	**(O, OH)**
Цирсиналит	Na_3	Na_3	Ca□	Zr	Si_6	O_{12}	O_6
Капустинит	Na_3	Na_3	$□_2$	Zr	Si_6	O_{12}	$O_4(OH)_2$
Казаковит	Na_3	Na_3	Mn^{2+}□	Ti	Si_6	O_{12}	O_6
Комбеит	$Na_{1.5}Ca_{1.5}$	Na_2	CaNa	Ca	Si_6	O_{12}	$O_{5.5}(OH)_{0.5}$
Ловозерит	Na_3	$□_3$	Ca□	Zr	Si_6	O_{12}	$O_3(OH)_3$
Литвинскит	Na_3	$□_3$	$□_2$	Zr	Si_6	O_{12}	$(OH)_5O$
Тисиналит	Na_3	$□_3$	Mn^{2+}□	Ti	Si_6	O_{12}	$O_3(OH)_3$
Коашвит	Na_3	Na_3	Ca□	Ti	Si_6	O_{12}	O_6
Имандрит	Na_3	Na_3	$Ca_{1.5}□_{0.5}$	Fe^{3+}	Si_6	O_{12}	O_6
Таунендит	Na_3	Na_3	Na_2	Zr	Si_6	O_{12}	O_6
Золотаревит	Na_3	$(H_2O)_2$□	Na_2	Zr	Si_6	O_{12}	$O_3(OH)_3$

Примечание. □ – вакансия.

Ловозерит, $Na_3CaZrSi_6O_{15}(OH)_3$, – цирконосиликат натрия и, что особенно важно, кальция. Присутствие породообразующего кальциевого минерала в Ловозерском массиве противоречит одной из важнейших особенностей геохимии его пород – очень низкому содержанию кальция и высокому Na/Ca соотношению (Герасимовский и др., 1966). В химическом составе ловозерита, приведенном в статье В. И. Герасимовского (1939) содержание кальция составляет 3.34 мас. % CaO, что недостаточно для соответствия формуле $Na_3CaZrSi_6O_{15}(OH)_3$. Действительно, данный состав отвечает идеальной формуле $Na_3ZrSi_6O_{13}(OH)_5$, т. е. литвинскиту. Есть ли вообще ловозерит в Ловозерском массиве? В предлагаемой статье мы подготовили ответ на этот вопрос, проанализировав литературные и авторские данные по составам минералов группы ловозерита из разных типов пород массива, в том числе из ловозеритовых луявритов.

Некоторые из минералов группы ловозерита относятся к так называемым трансформационным минеральным видам. Понятие генетической группы трансформационных минеральных видов как «...вторичных водородсодержащих аналогов ультращелочных минералов...» ввел А. П. Хомяков (Хомяков, 1990). «Своеобразие трансформационных минералов состоит в том, что в отличие от обычных минералов, способных кристаллизоваться из расплавов или растворов, они образуются только путем псевдоморфизации соответствующих минералов-предшественников» (Хомяков, 1990). В группе ловозерита (табл. 1) можно выделить минералы с полностью заселенными позициями (например, цирсиналит или казаковит) и минералы с незаселенными позициями (например, ловозерит, тисиналит). Минералы второй группы являются трансформационными и могут образовываться только при гидротермальных изменениях полнокатионных разновидностей путем выщелачивания Na^+ с одновременной заменой ионов O^{2-} группами $(OH)^-$ в «висячих» вершинах Si-тетраэдров разорванного каркаса. Так, преобразование полнокатионного казаковита в катиондефицитный тисиналит можно представить в виде следующей схемы:

$$^{A}(Na)_3{}^{B}(Na)_3{}^{C}(Mn^{2+}□) \rightarrow {}^{A}(Na_{0.7}□_{0.3})_3{}^{B}(□)_3{}^{C}(Mn^{2+}□).$$

Золотаревит, согласно исследованию И. В. Пекова с коллегами (Пеков и др., 2024), также является вторичным (трансформационным) минералом, образовавшимся при псевдоморфизации таунендита. В предлагаемой работе мы приводим некоторые наблюдения, свидетельствующие в пользу первичной природы золотаревита.

Материалы и методы

В работе была использована коллекция образцов и препаратов различных типов щелочных пород Ловозерского массива, собранная сотрудниками Геологического института ФИЦ КНЦ РАН (г. Апатиты) – Г. Ю. Иванюком, Ю. П. Меньшиковым, В. Н. Яковенчуком, Ю. А. Михайловой, Я. А. Пахомовским.

Оптические, электронно-микроскопические, электронно-зондовые исследования минералов проводились в комбинированных шлифах и искусственных аншлифах.

Диагностика минералов по химическому составу, изучение ассоциаций минералов и их взаимоотношений выполнены на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) LEO-1450 (CarlZeiss-Microscopy, Германия), оснащенном рентгеновской энергодисперсионной системой AZtec с детектором ULTIMMAX 100 (OXFORDInstruments, Великобритания). Химический состав минералов определялся на рентгеновском электронно-зондовом микроанализаторе CAMECA MS-46 (Франция) и при помощи системы AZtec. Результаты химического анализа минералов получены при ускоряющем напряжении 22 и 20 кВ и токе электронного зонда 30 и 2.0 нА для рентгеновского микроанализатора и для электронного микроскопа, соответственно.

Ловозерит (?): морфология и химический состав

В табл. 2 приведены составы «ловозерита», опубликованные в работах В. И. Герасимовского, Е. И. Семенова и других авторов (Герасимовский, 1939; Семёнов, Разина, 1962; Буссен, Сахаров, 1972; Семёнов, 1972). Коэффициенты в формулах рассчитаны на основании Si+Al = 6, заселение позиций выполнено в соответствии с рекомендациями Международной минералогической ассоциации (Pekov et al., 2009). Ввиду низкого содержания кальция ни один из составов в табл. 2 не соответствует формуле $Na_3CaZrSi_6O_{15}(OH)_3$. Все анализы отвечают идеальной формуле $Na_3ZrSi_6O_{13}(OH)_5$, т. е. литвинскиту.

Таблица 2. Химический состав ловозерита(мас. %) в публикациях, посвященных Ловозерскому массиву
Table 2. Chemical composition of lovozerite (wt. %) from literature

	Герасимовский, 1939	Семёнов, Разина, 1962	Семёнов, Разина, 1962	Семёнов, 1972	Буссен, Сахаров, 1972
Na_2O	3.74	9.39	3.00	5.84	5.40
K_2O	1.90	2.98	3.15	3.77	2.60
CaO	3.34	1.51	2.28	2.04	2.79
SrO	0.06	н.у.о.	н.у.о.	н.у.о.	0.34
MnO	3.46	2.50	2.78	1.40	2.36
MgO	0.76	0.71	0.70	1.21	0.15
REE_2O_3	0.56	н.у.о.	н.у.о.	1.16	0.50
ZrO_2	16.54	16.53	16.25	16.76	13.70
TiO_2	1.02	0.69	1.24	0.56	0.93
Nb_2O_5	н.у.о.	н.у.о.	н.у.о.	0.04	0.07
Fe_2O_3	0.72	0.56	0.23	0.63	2.03
SiO_2	52.12	55.59	55.93	56.22	54.35
Al_2O_3	0.40	1.43	0.93	2.33	3.82
H_2O	15.03	8.23	13.40	8.48	11.49
F	н.у.о.	н.у.о.	н.у.о.	н.у.о.	0.05
Cl	н.у.о.	н.у.о.	н.у.о.	н.у.о.	0.02
$–O=(F,Cl)_2$	–	–	–	–	0.03
Сумма	**99.65**	**100.12**	**99.89**	**100.44**	**100.60**

Окончание таблицы 2.

Коэффициенты в формуле, рассчитанной на основании Si + Al = 6					
A	$Na_{0.83}K_{0.28}$ $REE_{0.02}$	$Na_{1.91}K_{0.40}$	$Na_{0.61}K_{0.42}$	$Na_{1.15}K_{0.49}$	$Na_{1.07}K_{0.34}$
C	$Ca_{0.41}Mn_{0.33}$ $Mg_{0.13}Fe^{2+}_{0.07}$	$Mn_{0.22}Ca_{0.17}$ $Mg_{0.07}$	$Ca_{0.26}Mn_{0.25}$ $Mg_{0.06}$	$Ca_{0.22}Mn_{0.12}Mg_{0.10}$	$Ca_{0.31}Mn_{0.13}$
M	$Zr_{0.92}Ti_{0.09}$	$Zr_{0.84}Mg_{0.07}$ $Ti_{0.05}Fe^{3+}_{0.04}$	$Zr_{0.83}Ti_{0.10}$ $Mg_{0.05}Fe^{3+}_{0.02}$	$Zr_{0.83}Mg_{0.08}$ $Fe^{3+}_{0.05}Ti_{0.04}$	$Zr_{0.68}Fe^{3+}_{0.16}Ti_{0.07}$ $Mn_{0.07}Mg_{0.02}$
T	$Si_{5.95}Al_{0.05}$	$Si_{5.82}Al_{0.18}$	$Si_{5.82}Al_{0.18}$	$Si_{5.72}Al_{0.28}$	$Si_{5.54}Al_{0.46}$
O	$O_{13.04}$	$O_{12.87}$	$O_{11.87}$	$O_{12.03}$	$O_{11.49}$
OH	$OH_{4.96}$	$OH_{5.13}$	$OH_{6.13}$	$OH_{5.97}$	$OH_{6.49}F_{0.02}$
H_2O	$3.23H_2O$	$0.31H_2O$	$0.31H_2O$	–	$0.66H_2O$

Примечание. н.у.о. – ниже уровня определения.

Наши исследования показали, что содержание кальция в минералах группы ловозерита из Ловозерского массива всегда очень низкое и не превышает 1.5 мас. % CaO. В табл. 3 показаны репрезентативные анализы кальцийсодержащих минералов данной группы, но все они соответствуют литвинскиту. Более того, несмотря на большой объем имеющихся данных (более 100 анализов минералов группы ловозерита), ловозерита в Ловозерском массиве к настоящему времени не обнаружено.

Таблица 3. Репрезентативные анализы кальцийсодержащих минералов группы ловозерита, данные авторов (мас. %)

Table 3. Chemical compositions of Ca-rich lovozerite-group minerals (wt. %)

Образец	ЛВ-228/176	ЛВ-363/15	ЛВ-363/15	ЛВ-XII-4	ЛВ-1-7-3	ЛВ-219/1	ЛВ-01-1Д
Порода	луяврит	фойяит	фойяит	фойяит	малиньит	порфировидный луяврит	фенит
Na_2O	12.17	7.31	8.43	9.49	9.89	8.26	7.23
K_2O	н.у.о.	0.06	0.23	н.у.о.	0.67	н.у.о.	0.43
CaO	1.18	1.30	1.15	0.38	0.29	1.20	0.09
SrO	0.20	н.у.о.	0.29	н.у.о.	0.27	н.у.о.	н.у.о.
MnO	3.49	3.26	3.25	0.84	1.32	3.22	2.09
MgO	н.у.о.	0.08	н.у.о.	н.у.о.	н.у.о.	0.11	0.22
La_2O_3	0.15	0.29	0.22	0.33	н.у.о.	н.у.о.	н.у.о.
Ce_2O_3	0.15	1.01	0.65	0.74	0.18	н.у.о.	н.у.о.
Pr_2O_3	н.у.о.	н.у.о.	н.у.о.	0.23	н.у.о.	н.у.о.	н.у.о.
Nd_2O_3	н.у.о.	0.42	0.31	0.40	0.20	н.у.о.	н.у.о.
ZrO_2	12.90	12.54	14.46	18.17	17.43	14.69	13.66
TiO_2	0.84	0.51	0.58	0.58	0.28	0.92	0.76
Nb_2O_5	н.у.о.	0.65	0.37	0.30	н.у.о.	н.у.о.	0.90
Fe_2O_3	1.00	0.90	0.98	0.09	0.20	1.23	0.91
SiO_2	58.39	60.05	60.48	59.52	59.56	60.17	58.93
Al_2O_3	н.у.о.	н.у.о.	0.08	0.24	0.28	0.04	0.22
Сумма	**90.47**	**88.38**	**91.48**	**91.31**	**90.57**	**89.84**	**85.44**

Окончание таблицы 3.

Коэффициенты в формуле, рассчитанной на основании Si + Al = 6							
A	$Na_{2.43}Sr_{0.01}$ $La_{0.01}Ce_{0.01}$	$Na_{1.42}Ce_{0.03}$ $La_{0.01}Nd_{0.01}$	$Na_{1.62}Sr_{0.02}$ $Ce_{0.02}La_{0.01}$ $Nd_{0.01}$	$Na_{1.85}Ce_{0.03}$ $La_{0.01}Nd_{0.01}$ $Pr_{0.01}$	$Na_{1.92}K_{0.09}$ $Sr_{0.02}Ce_{0.01}$ $Nd_{0.01}$	$Na_{1.60}$	$Na_{1.42}K_{0.06}$
C	$Ca_{0.13}Mn_{0.09}$	$Ca_{0.14}Mn_{0.04}$	$Ca_{0.12}Mn_{0.10}$	$Ca_{0.04}Mn_{0.02}$	$Ca_{0.02}$	$Mn_{0.16}Ca_{0.13}$	$Mn_{0.05}Ca_{0.01}$
M	$Zr_{0.65}Mn_{0.21}$ $Fe^{3+}_{0.08}Ti_{0.06}$	$Zr_{0.61}Mn_{0.24}$ $Fe^{3+}_{0.07}Ti_{0.04}$ $Nb_{0.03}Mg_{0.01}$	$Zr_{0.70}Mn_{0.17}$ $Fe^{3+}_{0.07}Ti_{0.04}$ $Nb_{0.02}$	$Zr_{0.89}Mn_{0.05}$ $Ti_{0.04}Nb_{0.01}$ $Fe^{3+}_{0.01}$	$Zr_{0.85}Mn_{0.11}Ti_{0.02}Fe^{3+}_{0.01}Ca_{0.01}$	$Zr_{0.71}Mn_{0.11}$ $Fe^{3+}_{0.09}Ti_{0.07}$ $Mg_{0.02}$	$Zr_{0.67}Mn_{0.13}$ $Fe^{3+}_{0.07}Ti_{0.06}$ $Nb_{0.04}Mg_{0.03}$
T	$Si_{6.00}$	$Si_{6.00}$	$Si_{5.99}Al_{0.01}$	$Si_{5.97}Al_{0.03}$	$Si_{5.97}Al_{0.03}$	$Si_{5.99}Al_{0.01}$	$Si_{5.97}Al_{0.03}$
O	$O_{12.45}$	$O_{11.39}$	$O_{11.82}$	$O_{12.02}$	$O_{13.32}$	$O_{11.82}$	$O_{11.22}$
OH	$OH_{5.55}$	$OH_{6.61}$	$OH_{6.18}$	$OH_{5.98}$	$OH_{4.68}$	$OH_{6.18}$	$OH_{6.78}$
H_2O	$0.49H_2O$	$0.57H_2O$	–	–	$0.81H_2O$	$0.81H_2O$	$1.53H_2O$

Примечание. н.у.о. – ниже уровня определения.

Можно утверждать, что именно литвинскит является наиболее широко распространенным минералом группы ловозерита в породах Ловозерского массива. В порфировидных луявритах литвинскит является породообразующим – его содержание достигает 20 об. % (рис. 1 а). Как правило минерал образует мелкие (не более 0.1 мм в поперечнике) ксеноморфные зерна, расположенные скоплениями в интерстициях нефелина, микроклина, эгирина и других минералов (рис. 1 б).

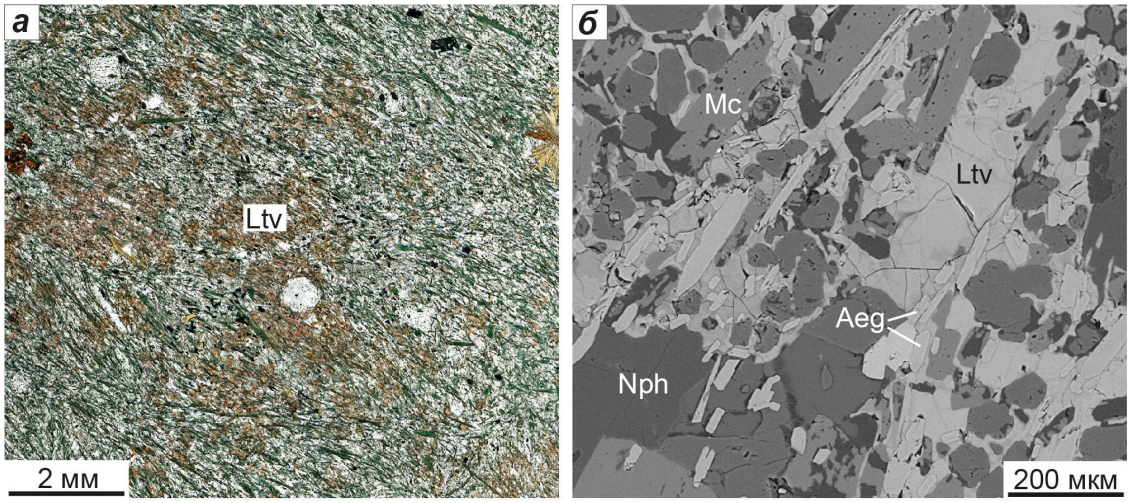


Рис. 1. Литвинскит в порфировидном луяврите: *а* – скопления мелких зерен литвинскита (Ltv) среди других породообразующих минералов: эгирина (зеленые игольчатые кристаллы), нефелина и микроклина (белое). Фото шлифа в проходящем свете; *б* – трещиноватые зерна литвинскита (Ltv) в интерстициях породообразующих нефелина (Nph), микроклина (Mc) и эгирина (Aeg). Изображение в обратно-рассеянных электронах. Образец ЛВ-154/245

Fig. 1. Litvinskite in lujavrite: *a* – clusters of small litvinskite grains (Ltv) among other rock-forming minerals: aegirine (green needle-shaped crystals), nepheline and microcline (white). Photo of a thin section in transmitted light; *b* – cracked litvinskite grains in the interstices of rock-forming minerals. Aeg – aegirine, Mc – microcline, Nph – nepheline. BSE image. Sample LV-154/245

Для зерен литвинскита характерно наличие многочисленных мелких трещин (рис. 1 б). Такой облик является дополнительным свидетельством его вторичного образования в результате декатионирования протоминерала, в данном случае – капустинита:

капустинит $^{A}(Na)_3{}^{B}(Na_{0.8}\square_{0.2})_3{}^{C}(\square)_2 \rightarrow$ литвинскит $^{A}(Na_{0.8}[H_2O]_{0.1}\square_{0.1})_3{}^{B}(\square)_3{}^{C}(\square)_2$.

При трансформации капустинита в литвинскит происходит изменение объема из-за разной катионной насыщенности протоминерала и его «наследника» и, следовательно, появление трещин. Отметим, что при переходе капустинита в литвинскит осуществляется не только вынос избыточного Na, как при изменении цирсиналита и казаковита, но и перераспределение (упорядочение) катионов: Zr концентрируется в *M*-позициях, а Mn – в позициях *C*.

Золотаревит – продукт декатионирования таунендита?

В 2022 г. в фойяитах Ловозерского массива был открыт новый минерал из группы ловозерита – золотаревит $Na_5Zr[Si_6O_{15}(OH)_3]\cdot 3H_2O$ (Mikhailova et al., 2022). Подобно литвинскиту или тисиналиту, этот минерал является водосодержащим (до 12 мас. % H_2O), и, предположительно, не мог кристаллизоваться напрямую из расплава или раствора, а образовался путем трансформации насыщенного натрием протоминерала.

По данным И. В. Пекова с коллегами (Pekovetal., 2024), золотаревит образовался при псевдоморфизации таунендита – ультращелочного представителя группы ловозерита. Таунендит не устойчив в приповерхностных условиях и мог сохраниться только на глубине. В Ловозерском массиве он был обнаружен на глубине около 100 метров в ультраагпаитовых пегматоидных жилах, вскрытых подземной выработкой (Pekov et al., 2024). Породы с таунендитом совершенно свежие, без признаков низкотемпературных изменений, в них сохранились и другие первичные гиперщелочные минералы, такие как виллиомит, ломоносовит, казаковит, расвумит и другие.

Катиононасыщенный безгидроксильный минерал, таунендит, кристаллизовался непосредственно из расплава, а при гидротермальной переработке подвергся изменениям с образованием сначала золотаревита, а затем – литвинскита:

таунендит $^{A}(Na)_3{}^{B}(Na)_3{}^{C}(Na)_2 \rightarrow$
золотаревит $^{A}(Na)_3{}^{B}(H_2O,\square)_3{}^{C}(Na)_2 \rightarrow$
литвинскит $^{A}(Na_{0.8}[H_2O]_{0.1}\square_{0.1})_3{}^{B}(\square)_3{}^{C}(\square)_2$

Некоторые наши наблюдения, тем не менее, могут свидетельствовать в пользу первичной природы золотаревита. Минерал образует гомогенные прозрачные зерна (рис. 2 а), не содержащие мелких трещин, подобно вторичному литвинскиту (рис. 1 б). Такие трещины должны были образоваться при переходе таунендита в золотаревит из-за разной катионной насыщенности этих минера-

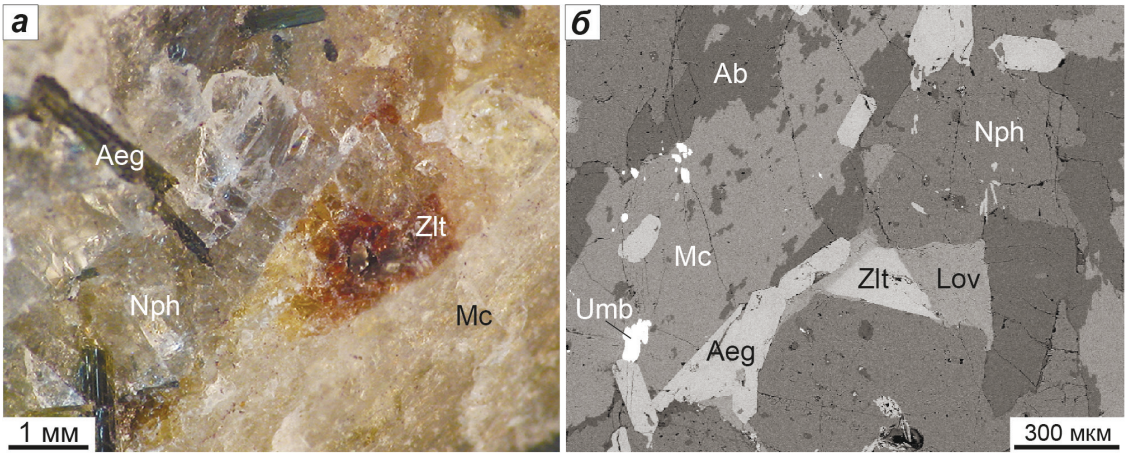


Рис. 2. Золотаревит из Ловозерского массива: *а* – однородные прозрачные зерна золотаревита (Zlt) в фойяите. Фото образца; *б* – золотаревит (Zlt) в срастаниях с казаковитом-тисиналитом (Lov) и в ассоциации с микроклином (Mc), альбитом (Ab), нефелином (Nph), эгирином (Aeg) и умбозеритом (Umb). Изображение в обратно-рассеянных электронах. Образец ЛВ-31/225.

Fig. 2. Zolotarevite from the Lovozero massif: *a* – homogeneous transparent grains of zolotarevite (Zlt) in foyaite; *b* – zolotarevite (Zlt) intergrown with kazakovite-tisinalite (Lov) and in association with microcline (Mc), albite (Ab), nepheline (Nph), aegirine (Aeg) and umbozerite (Umb). BSE image. Sample LV-31/225.

лов. Кроме того, золотаревит встречен в тесных срастаниях с казаковитом и замещающим его тисиналитом (рис. 2 б), но при этом сам золотаревит не содержит ни реликтов таунендита, ни признаков замещения литвинскитом. Если гидротермальные изменения затронули казаковит, то какие-либо их признаки должны наблюдаться и в золотаревите.

Заключение

Одной из главных черт геохимии щелочных пород Ловозерского массива является низкое содержание кальция. Средняя величина Na/Ca соотношения для пород массива составляет 9.39 (Герасимовский и др., 1966). Низкое содержание кальция по сравнению с натрием обусловило отсутствие кальциевых минералов, кальций же рассеян в минералах натрия в виде изоморфной примеси. Минералы группы ловозерита, являясь широко распространенными в породах и пегматитах Ловозерского массива, также подчиняются этой геохимической закономерности: кальций постоянно присутствует их в составе, но всегда в незначительных количествах. Кальциевые представители группы ловозерита в Ловозерском массиве не встречаются.

Наиболее широко распространенный в Ловозерском массиве гидратированный литвинскит обладает всеми признаками вторичного происхождения (в результате псевдоморфизации капустинита) – он встречается в гидротермально измененных породах, содержит многочисленные мелкие трещины, а также реликты капустинита. То же нельзя сказать про золотаревит. Минерал встречен в свежих, без явных признаков гидротермальной переработки породах, образует однородные прозрачные зерна, каких-либо реликтов ранее образованных минералов не содержит. Эти признаки могут свидетельствовать о первичном происхождении золотаревита.

Благодарности

Работа выполнена в рамках темы НИР FMEZ-2024-0008.

Литература

1. Буссен И. В. Ловозеритовые луявриты реки Элемарайк (геолого-минералогическая характеристика) // Отчет по теме «Ловозерское комплексное месторождение редких металлов». Фондовые материалы. Апатиты, Кольский филиал АН СССР. 1958.
2. Буссен И. В., Сахаров А. С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л. Изд-во: Наука, 1972. 296 с.
3. Герасимовский В. И. Ловозерит – новый минерал // Доклады АН СССР. 1939. Т. XXV(9). С. 751–754.
4. Герасимовский В. И., Волков В. П., Когарко Л. Н., Поляков А. И., Сапрыкина Т. В., Балашов Ю. А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М. Изд-во: Наука, 1966. 395 с.
5. Семенов Е. И., Разина И. С. Новые данные о ловозерите // Материалы по минералогии Кольского полуострова. 1962. № 2.
6. Хомяков А. П. Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород. М. Изд-во: Наука, 1990. 200 с.
7. Mikhailova J. A., Selivanova E. A., Krivovichev S. V., Pakhomovsky Y. A., Chukanov N. V., Yakovenchuk V. N. The new mineral zolotarevite, $Na_5Zr[Si_6O_{15}(OH)_3]\cdot 2–3H_2O$, the first highly hydrated lovozerite-group member from the Lovozero alkaline massif, Kola Peninsula, Russia // Mineralogical Magazine. 2022. V. 86(2). P. 263–271.https://doi.org/10.1180/mgm.2022.13.
8. Pekov I. V., Krivovichev S. V., ZolotarevA. A., Yakovenchuk V. N., ArmbrusterT., Pakhomovsky Y. A. Crystal chemistry and nomenclature of the lovozerite group //European Journal of Mineralogy. 2009. V. 21(5). P. 1061–1071.https://doi.org/10.1127/0935-1221/2009/0021-1957.
9. Pekov I. V., Zolotarev A. A., Chukanov N. V., Yapaskurt V. O., Turchkova A. G. Townendite, $Na_8ZrSi_6O_{18}$, an Indicator of Extremely High Agpaicity and Important Zirconium Concentrator in Peralkaline Rocks of the Lovozero Pluton, Kola Peninsula // Geology of Ore Deposits. 2024. V. 66(7). P. 914–927. https://doi.org/10.1134/S1075701524700168.
10. Yamnova N. A., Egorov-Tismenko Y. K., Pekov I. V., Ekimenkova I. A. Crystal structure of litvinskite: a new natural representative of the lovozerite group // Crystallography Reports. 2001 a. V. 46(2). P. 190–193. https://doi.org/10.1134/1.1358391.
11. Yamnova N. A., Egorov-Tismenko Y. K., Pekov I. V. Refined crystal structure of lovozerite $Na_2CaZr[Si_6O_{12}(OH,O)_6] \cdot H_2O$ // Crystallography Reports. 2001b. V. 46(6). P. 937–941. https://doi.org/10.1134/1.1420822.

Высокобарный синтез Ge-аналогов оливина (α-Mg_2GeO_4) и шпинели (γ-Mg_2GeO_4)

Сеткова Т. В., Спивак А. В., Кузюра А. В., Искрина А. В., Захарченко Е. С., Вирюс А. А.
Институт экспериментальной минералогии им. академика Д. С. Коржинского РАН, Черноголовка, spivak@iem.ac.ru

Аннотация. Геохимическое сходство кремния с германием позволяет использовать германаты в качестве аналогов планетарных силикатов. Кроме того, как правило, германаты претерпевают аналогичные фазовые переходы, но при значительно более низких давлениях, чем подобные им силикатные минералы. В связи с этим был проведен тестовый высокобарный синтез магнезиальных германатов. Кристаллы α-Mg_2GeO_4 оливина размером до 100 мкм были получены в системе $Mg(OH)_2$-$MgCO_3$-GeO_2 при 5 ГПа и 900 °C. Кристаллы γ-Mg_2GeO_4 шпинели размером до 50 мкм были синтезированы в системе MgO-GeO_2-H_2O при 7 ГПа и 900 °C. Идентификация фаз осуществлена методами электронно-зондового анализа и КР-спектроскопии.

Ключевые слова: HPHT эксперимент, синтез, германий, германиевые аналоги минералов, КР-спектроскопия.

High-pressure synthesis of Ge analogues of olivine (α-Mg_2GeO_4) and spinel (γ-Mg_2GeO_4)

Setkova T. V., Spivak A. V., Kuzyura A. V., Iskrina A. V., Zakharchenko E. S., Viryus A. A.
D.S. Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy of RAS, Chernogolovka, spivak@iem.ac.ru

Abstract. The geochemical similarity of silicon to germanium allows germanates to be used as analogues for planetary silicates. In addition, as a rule, germanates undergo similar phase transitions, but at significantly lower pressures than similar silicate minerals. In this context, a test high-pressure synthesis of magnesian germanates has been carried out. Crystals of α-Mg_2GeO_4 olivine up to 100 μm in size were obtained in the $Mg(OH)_2$-$MgCO_3$-GeO_2 system at 5 GPa and 900 °C. Crystals of γ-Mg_2GeO_4 spinel up to 50 μm in size were synthesised in the MgO-GeO_2-H_2O system at 7 GPa and 900 °C. The phases were identified by electron probe analysis and Raman spectroscopy.

Keywords: HPHT experiment, synthesis, germanium, germanium analogues of minerals, Raman spectroscopy.

Введение

Геохимическое сходство кремния с германием позволяет использовать германаты в качестве аналогов планетарных силикатов (Reid and Ringwood, 1970; Ringwood, 1970; Finger and Hazen, 2000; Stan et al., 2017; Dutta et al., 2018)upon solid solubility relationships of silicates in high pressure germanate phases, and upon shock wave investigations. These show that the Ca-rich component of garnets is likely to transform to the perovskite structure (12 % increase in density. Оливин $(Mg,Fe)_2SiO_4$ является наиболее распространенным минералом в верхней мантии Земли. Именно фазовые переходы существенно магнезиального оливина α-$(Mg,Fe)_2SiO_4$ в вадслеит β-$(Mg,Fe)_2SiO_4$ и рингвудит γ-$(Mg,Fe)_2SiO_4$ являются причиной основных сейсмических границ (410 и 520 км) в верхней мантии и переходной зоне (Ringwood, 1970). Синтетические германиевые аналоги оливина и шпинели α,γ-X_2GeO_4 (X = Mg, Mn, Co….) и их фазовые трансформации изучаются, начиная с 70-х годов прошлого столетия, и не потеряли своей актуальности по сей день (Akimoto, 1970; Ross et al., 1987; Dupas-Bruzek et al., 1998; Shi et al., 2015; Divya et al., 2024). К настоящему времени из самых доступных методов синтеза Ge-аналогов для последующих исследований – твердофазный синтез. Оливин (α-Mg_2GeO_4) синтезируется из оксидов магния и германия при 1473–1770 К (1–5 суток) (Ross et al., 1987; Fiquet et al., 1992; Divya et al., 2024). Шпинель (γ-Mg_2GeO_4) может быть синтезирована гидротермальным методом при 0.07 ГПа и 973–1048 К (5 суток) с использованием предварительно полученного оливина в качестве стартового вещества (Ross et al., 1987). Высокобарный и высокотемпературный эксперимент был применен при изучении фазового состояния Mn_2GeO_4, α-модификация была синтезирована при 2.5–4 ГПа, β- при 4–6 ГПа, а δ- при 6–7 ГПа в диапазоне температур 800–1200 °C

(Akimoto, 1970). Кроме того, кинетические характеристики фазового перехода α-$Mg_2GeO_4 \rightarrow \gamma$-$Mg_2GeO_4$ были оценены при 0–5 ГПа (0–50 кбар) и 25–1100 °C (Lauterjung and Will, 1986). Фазовая диаграмма с обобщенными на тот момент данными по фазовому переходу α-$Mg_2GeO_4 \rightarrow \gamma$-$Mg_2GeO_4$ была представлена Ross с соавторами при давлении до 4 ГПа и температуре до 1900 °C (Ross et al., 1987).

В настоящей работе приводятся результаты по высокобарному (5 и 7 ГПа) и высокотемпературному (900 °C) синтезу двух модификаций: оливина α-Mg_2SiO_4 и шпинели γ-Mg_2GeO_4 с целью последующего их использования в экспериментальных исследованиях при высоких давлениях.

Синтез

Эксперименты по синтезу проводились с использованием установки с наковальнями тороидального типа в Институте экспериментальной минералогии им. Д. С. Коржинского РАН (ИЭМ РАН). Установка с наковальней тороидального типа является модификацией установки с наковальней Бриджмена (Литвин, 1991). В качестве исходного материала использовались оксиды магния (99.9 %), германия (99.9 %), гидроксид магния (99.5 %) и карбонат магния (99.5 %). Стартовые составы в рамках модельных систем $Mg(OH)_2$-$MgCO_3$-GeO_2 и MgO-GeO_2-H_2O (деионизированная вода) помещались в Au-ампулу. Эксперименты проводились при P = 5.0 и 7.0 ГПа и T = 900 °C. Давление определялось с использованием стандартного полиморфизма Bi (при 2.55, 2.7 и 7.7 ГПа) с точностью ± 0.25 ГПа. Температура регулировалась и измерялась термопарой (Pt70Rh30/Pt94Rh6) с точностью ± 20 °C. После эксперимента образец охлаждался до 20 °C со скоростью 300 ± 50 °C/с.

СЭМ, ЭЗРСА

Габитус полученных кристаллов, структуру поверхности и состав исследовали на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Tescan Vega II XMU с использованием детекторов вторичных и отраженных электронов, а также энергодисперсионного рентгеновского спектрометра (INCAx-sight) для количественного анализа. Электронно-зондовый рентгеноспектральный анализ (ЭЗРСА) исследуемых образцов выполняли при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе поглощенных электронов 0.2 нА, размере зонда 0.3 мкм. Время анализа составляло 70 с. В качестве эталонов для количественного определения основных элементов использовали: для Ge – Ge элементарный, для Ga – GaP.

КР-Спектроскопия

КР-спектры кристаллов снимали на установке, состоящей из спектрографа Acton SpectraPro-2500i с охлаждаемым до -70 °C детектором CCD Pixis2K и микроскопом Olympus с непрерывным твердотельным одномодовым лазером с длиной волны излучения 532 нм. Лазерный пучок фокусировался на образец при помощи объектива Olympus 50× в пятно диаметром ~5 μm. Время накопления сигнала составляло 540 сек (3×180 сек). Полученные спектры были обработаны в программе Fityk 1.3.1.

Экспериментальные результаты

Фазовые отношения в системе $(Mg(OH)_2$-$MgCO_3)_{50}$-$(GeO_2)_{50}$ представлены оливином α-Mg_2GeO_4, шпинелью γ-Mg_2GeO_4 и магнезитом $MgCO_3$ (рис. 1). Химический состав полученных фаз соответствует кристаллохимическим формулам указанных минералов. Ge-оливин образует призматические кристаллы размерами до 100 мкм с включениями Ge-шпинели и магнезита. Мелкие (первые микроны) октаэдрические одиночные кристаллы и двойники Ge-шпинели образуют локальные группы в общей мелкокристаллической массе карбоната магния. По данным КР-спектроскопии, остаточный $Mg(OH)_2$ не обнаружен.

Полученный результат по совместному образованию германиевых фаз α-Mg_2GeO_4 и γ-Mg_2GeO_4 при 5 ГПа и 900 °C согласуется с данными по изучению кинетики трансформации α-$Mg_2GeO_4 \rightarrow \gamma$-$Mg_2GeO_4$ при 5 ГПа (50 кбар) и 1100 °C (Lauterjung and Will, 1986).

В случае использования стартовой системы MgO-GeO_2 с избытком H_2O (деионизированная вода) при 7 ГПа и 900 °C был получен белый мелкокристаллический порошок. Кристаллы кубического габитуса, хорошо ограничены, имеют форму октаэдра, часто встречаются двойники, размер отдельных индивидов до 20–30 мкм (рис. 2). Химический состав полученной фазы соответствует кристаллохимической формуле Mg_2GeO_4, по данным КР-спектроскопии определена модификация шпинели γ-Mg_2GeO_4.

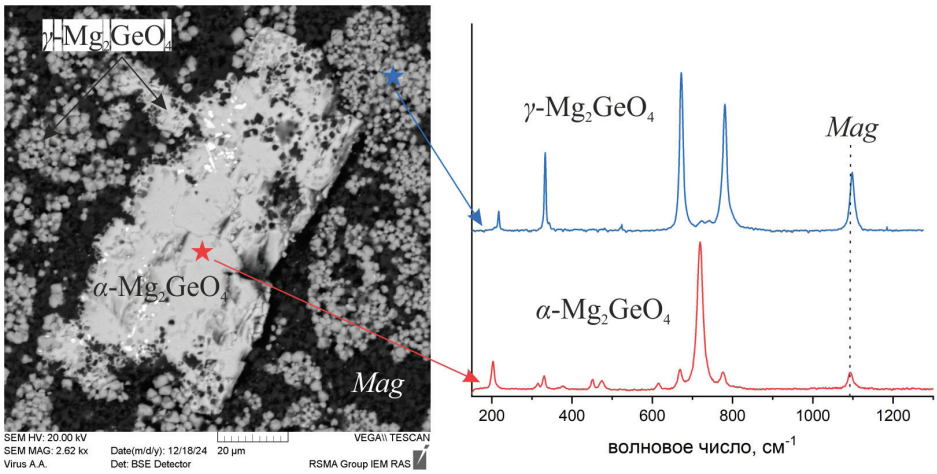


Рис. 1. СЭМ изображение экспериментального образца, полученного в системе $Mg(OH)_2$-$MgCO_3$-GeO_2 при 5 ГПа и 900 °C, КР-спектры германиевых фаз α-Mg_2GeO_4 (красная линия) и γ-Mg_2GeO_4 (синяя линия). Звездами на СЭМ изображении отмечены точки получения КР-спектров. *Mag* – магнезит

Fig. 1. SEM image of the experimental sample of the $Mg(OH)_2$-$MgCO_3$-GeO_2 system at 5 GPa and 900 °C, Raman spectra of germanium phases α-Mg_2GeO_4 (red line) and γ-Mg_2GeO_4 (blue line). Stars in the SEM image mark the points where the Raman spectra were obtained. *Mag* – magnesite

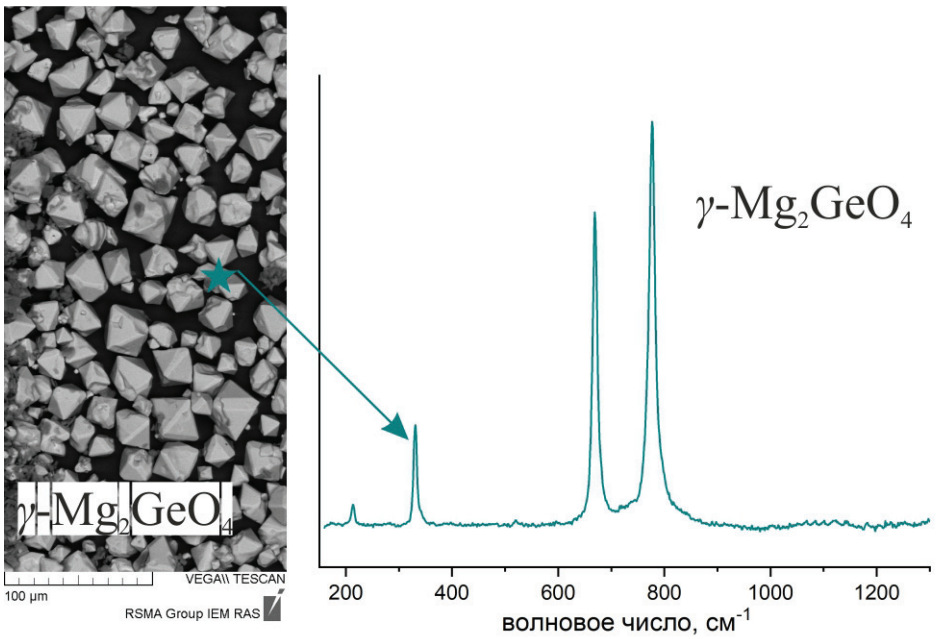


Рис. 2. СЭМ изображение экспериментального образца, полученного в системе MgO-GeO_2-H_2O при 7 ГПа и 900 °C, КР-спектр германиевой фазы γ-Mg_2GeO_4 (зеленая линия). Звездой на СЭМ изображении отмечена точка получения КР-спектра

Fig. 2. SEM image of the experimental sample of the MgO-GeO_2-H_2O system at 7 GPa and 900 °C, Raman spectrum of the germanium phase γ-Mg_2GeO_4 (green line). The point of obtaining the Raman spectrum is marked with a star in the SEM image

Факторный групповой анализ предсказывает, что структура оливина с симметрией *Pnma* имеет 36 КР активных мод: $11A_g + 11B_{1g} + 7B_{2g} + 7B_{3g}$ (Cnopnras, 1991). КР-спектр Ge-оливина при стандартных условиях характеризуется наличием низкочастотной группы полос, включающих моды колебаний решетки и деформационные моды тетраэдра GeO_4 в диапазоне 150–520 см$^{-1}$, и высокочастотной группы полос при 680–800 см$^{-1}$, которые соответствуют модам валентным колебаниям тетраэдра GeO_4 (Reynard et al., 1994). Топология полученного КР-спектра α-Mg_2GeO_4 подобна опубликованным ранее (Guyot et al., 1986; Ross et al., 1987; Reynard et al., 1994), при этом определенные положения

КР-полос в данной работе незначительно отличаются от уже ранее опубликованных данных, которые находятся в хорошем соответствии (табл. 1). Кроме того, на КР-спектре Ge-оливина присутствует слабая полоса включения магнезита ~1097 см$^{-1}$ (рис. 1).

Таблица 1. Сравнение позиций полос КР-спектров α-Mg_2GeO_4, определенных в данной работе, с литературными данными, при стандартных условиях, (см$^{-1}$)

Table 1. Comparison of the positions of the Raman spectra bands of α-Mg_2GeO_4 determined in this work with literature data, under standard conditions, (cm^{-1})

Позиции полос (см$^{-1}$) КР-спектра α-Mg_2GeO_4			
Данная работа	(Ross et al., 1987)	(Guyot et al., 1986)	(Reynard et al., 1994)
	152		151
	164		163
179			171
203			229
	278		274
315	298		295
330	337		335
342	354		351
378	398		394
	415		412
451	452		450
475	499		496
512	518		515
669	680	681	678
702	688	688	684
719	710	710	706
736	732	731	729
755	762	763	760
775			776
801	802	801	798

Ge-шпинель γ-Mg_2GeO_4 принадлежит к пространственной группе $Fd\bar{3}m$. Фактор-групповой анализ предполагает наличие в шпинелях 42 колебательных мод: 3 акустических и 39 оптических. Но для оксидных шпинелей допустимы только пять КР-активных колебательных мод со следующими симметриями $A_{1g} + E_g + 3F_{2g}$ (Setkova et al., 2022). Положения КР-полос синтетической германиевой шпинели, определенные в данной работе, приведены в табл. 2 и находятся в соответствии с ранее опубликованными работами.

Таблица 2. Сравнение позиций полос КР-спектров γ-Mg_2GeO_4, определенных в данной работе, с литературными данными, при стандартных условиях, (см$^{-1}$)

Table 2. Comparison of the positions of the Raman spectra bands of γ-Mg_2GeO_4 determined in this work with literature data, under standard conditions, (cm^{-1})

Позиции полос (см$^{-1}$) КР-спектра γ-Mg_2GeO_4					Ссылка
F_{2g}	E_g	F_{2g}	F_{2g}	A_{1g}	
212	330	552	667	776	Данная работа (рис. 1)
213	331	520	667	777	Данная работа (рис. 2)
213	342	521	671	779	(Thomas et al., 2008)
213	341	520	669	777	(Ross et al., 1987)

Заключение

В результате проведенных тестовых экспериментов в системе $Mg(OH)_2$-$MgCO_3$-GeO_2 при 5 ГПа и 900 °С были синтезированы кристаллы α-Mg_2GeO_4 оливина размером до 100 мкм, а в системе MgO-GeO_2-H_2O при 7 ГПа и 900 °С – кристаллы γ-Mg_2GeO_4 шпинели размером до 50 мкм. Идентификация фаз осуществлена методами электронно-зондового анализа и КР-спектроскопии. Термобарические параметры кристаллизации полученных в экспериментах минеральных фаз находятся в соответствии с фазовыми диаграммами системы MgO-GeO_2. При этом спектроскопические характеристики являются надежным инструментом для точной идентификации структурных модификаций (α-Mg_2GeO_4 и γ-Mg_2GeO_4), полученных при различных *PT*-условиях эксперимента.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 24-27-00078, а также в рамках тем НИР ИЭМ РАН FMUF-2022-0001 и FMUF-2022-0002.

Литература

1. Литвин Ю. А. Физико-химические исследования плавления глубинного вещества Земли // М. Изд-во: Наука. 1991. 312 с.
2. Akimoto S. High-pressure synthesis of a «modified» spinel and some geophysical implications // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1970. V. 3. P. 189–195. https://doi.org/10.1016/0031-9201(70)90054-3.
3. Cnopnras A. Single crystal Raman spectra of forsterite, fayalite, and monticellite // American Mineralogist. 1991. V. 76. Abe_Anode_SEI.pdf Aurbach_Carbon_solgel.pdf Aurbac.
4. Divya R. V., Kumar G., Cohen R. E., Tracy S. J., Meng Y., Chariton S., Prakapenka V. B., Dutta R. High-pressure Phase Transition of Olivine-type Mg_2GeO_4 to a Metastable Forsterite-III type Structure and their Equation of States // American Mineralogist. 2024. V. 109. P. 2052–2059. https://doi.org/10.2138/am-2023-9208.
5. Dupas-Bruzek C., Tingle T. N., Green H. W., Doukhan N., Doukhan J. C. The rheology of olivine and spinel magnesium germanate (Mg_2GeO_4): TEM study of the defect microstructures // Physics and Chemistry of Minerals. 1998. V. 25. P. 501–514. https://doi.org/10.1007/s002690050142.
6. Dutta R., Tracy S. J., Stan C. V., Prakapenka V. B., Cava R. J., Duffy T. S. Phase stability of iron germanate, $FeGeO_3$, to 127 GPa // Physics and Chemistry of Minerals. 2018. V. 45. P. 367–379. https://doi.org/10.1007/s00269-017-0927-9.
7. Finger L. W., Hazen R. M. Systematics of High-Pressure Silicate Structures // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2000. V. 41. P. 123–155. https://doi.org/10.2138/rmg.2000.41.5.
8. Fiquet G., Gillet P., Richet P. Anharmonicity and high-temperature heat capacity of crystals: the examples of Ca_2GeO_4, Mg_2GeO_4 and $CaMgGeO_4$ olivines // Physics and Chemistry of Minerals. 1992. V. 18. P. 469–479. https://doi.org/10.1007/BF00200970.
9. Guyot F., Boyer H., Madon M., Velde B., Poirier J. P. Comparison of the raman microprobe spectra of $(Mg, Fe)_2SiO_4$ and Mg_2GeO_4 with olivine and spinel structures // Physics and Chemistry of Minerals. 1986. V. 13. P. 91–95. https://doi.org/10.1007/BF00311898.
10. Lauterjung J., Will G. The kinetics of the olivine-spinel transformation in Mg_2GeO_4 under high pressure and temperature // Physica B+C. 1986. V. 139–140. P. 343–346. https://doi.org/10.1016/0378-4363(86)90594-2.
11. Reid A. F., Ringwood A. E. The crystal chemistry of dense M_3O_4 polymorphs: High pressure Ca_2GeO_4 of K_2NiF_4 structure type // Journal of Solid State Chemistry. 1970. V. 1. P. 557–565. https://doi.org/10.1016/0022-4596(70)90142-8.
12. Reynard B., Petit P.-E., Guyot F., Gillet P. Pressure-induced structural modifications in Mg_2GeO_4-olivine: A Raman spectroscopic study // Physics and Chemistry of Minerals. 1994. V. 20. P. 556–562. https://doi.org/10.1007/BF00211851.
13. Ringwood A. E. Phase transformations and the constitution of the mantle // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1970. V. 3. P. 109–155. https://doi.org/10.1016/0031-9201(70)90047-6.
14. Ross N. L., Navrotsky A. The Mg_2GeO_4 Olivine-Spinel Phase Transition // Physics and Chemistry of Minerals. 1987. V. 14. P. 473–481.
15. Setkova T. V., Spivak A. V., Borovikova E. Y., Voronin M. V., Zakharchenko E. S., Balitsky V. S., Kuzmin A. V., Sipavina L. V., Iskrina A. V., Khasanov S. S. Synthetic brunogeierite Fe_2GeO_4: XRD, Mössbauer and Raman high-pressure study // Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy. 2022. V. 267. 120597. https://doi.org/10.1016/j.saa.2021.120597.

16. Shi F., Zhang J., Xia G., Jin Z., Green H. W. Rheology of Mg_2GeO_4 olivine and spinel harzburgite: Implications for Earth's mantle transition zone // Geophysical Research Letters. 2015. V. 42. P. 2212–2218. https://doi.org/10.1002/2015GL063316.
17. Stan C. V., Dutta R., Cava R. J., Prakapenka V. B., Duffy T. S. High-Pressure Study of Perovskites and Postperovskites in the $(Mg,Fe)GeO_3$ System // Inorganic Chemistry. 2017. V. 56. P. 8026–8035. https://doi.org/10.1021/acs.inorgchem.7b00774.
18. Thomas S. M., Koch-Müller M., Kahlenberg V., Thomas R., Rhede D., Wirth R., Wunder B. Protonation in germanium equivalents of ringwoodite, anhydrous phase B, and superhydrous phase B // American Mineralogist. 2008. V. 93. P. 1282–1294. https://doi.org/10.2138/am.2008.2739.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 283–286

Геохимические особенности и возраст (U-Pb, ID-TIMS) циркона Кандалакшского габбро-анортозитового массива

Стешенко Е. Н. [1], **Чащин В. В.** [1], **Гладкочуб Е. А.**[2]
[1] *Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, e.steshenko@mail.ru*
[2] *Институт земной коры СО РАН, Иркутский государственный университет, Иркутск, eg@crust.irk.ru*

Аннотация. В работе приводятся новые LA-ICP-MS данные о содержании РЗЭв кристаллах циркона и изотопный U-Pbвозраст циркона из метанoритов палеопротерозойского Кандалакшского габбро-анортозитового массива. Новые результаты свидетельствуют о метаморфическом происхождении циркона и полученный по нему возраст – 2100 ± 2 млн лет соответствует возрасту наложенного метаморфизма.

Ключевые слова: LA-ICP-MS, REE, циркон, U-Pb возраст.

Geochemical features and age (U-Pb, ID-TIMS) of zircon from the Kandalaksha gabbro-anorthosite massif

Steshenko E. N. [1], **Chashchin V. V.** [1], **Gladkochub E. A.** [2]
[1] *Geological Institute of the KSC RAS, Apatity, e.steshenko@mail.ru*
[2] *Institute of the Earth's Crust SB RAS,Irkutsk State University, Irkutsk, eg@crust.irk.ru*

Abstract. The work provides new La-ICP-MS (In Situ) data on the content of RZE in zircon crystals and isotopic u-PB age of zircon from metanorites of the Paleoproterozoic Kandalaksha gabbro-anorthosite massif. The new results indicate a metamorphic origin of the zircon, and its age of 2100 ± 2 Ma corresponds to the age of metamorphism.

Keywords: LA-ICP-MS, REE, zircon, U-Pbage.

Введение

На северо-западе России, в южной части Кольского полуострова, развита Кандалакшско-Колвицкая зона гранулитов, которая является юго-восточной частью протяженного Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса. В геологическом строении Кандалакшско-Колвицкой зоны принимают участие: толща гранатовых амфиболитов в основании, вышележащие интрузии габбро-анортозитов и перекрывающие их основные гранулиты. Начиная с 1990-х гг. проводится геохронологическое датирование основных геологических подразделений, входящих в состав Кандалакшско-Колвицкой зоны гранулитов (Митрофанов и др., 1993; Фриш и др., 1995; Балаганский и др., 1998; Каулина, Богданова, 2000; Стешенко и др., 2017, 2018; Steshenko et al., 2020). В частности, возраст образования габбро-анортозитов Кандалакшской интрузии определен в 2453.5 ± 4.8 млн лет (Steshenko et al., 2020). В данной работе приводятся новые геохронологические U-Pb данные для единичных зерен циркона из метанoритов краевой зоны Кандалакшского габбро-анортозитового массива с применением искусственного трассера ^{205}Pb. Кроме того, методом LA-ICP-MS, были определены концентрации РЗЭ в цирконах и построены графики их распределения.

Материалы и методы

Для U-Pb датирования по единичным зернам циркона с использованием искусственного трассера ^{205}Pb (Bayanova et al., 2014) из метанорита была выделена монофракция циркона. Циркон представлены призматическими полупрозрачными кристаллами и обломками светло-желтого цвета цирконового типа ({110}+{111}). Поверхность зёрен слабо корродирована, блеск стеклянный. Величина массы среднего кристалла – 7.7×10^{-6} г, Ку = 1.6. Средние размеры – 175 мкм. Выявлена внутрифазовая неоднородность на BSE и CL изображениях (рис. 1).

Выполнено изотопное U-Pb датирование нескольких зерен циркона с использованием искусственного ^{205}Pb трассера из метанoритов краевой зоны (проба 220/1), которое характеризует время

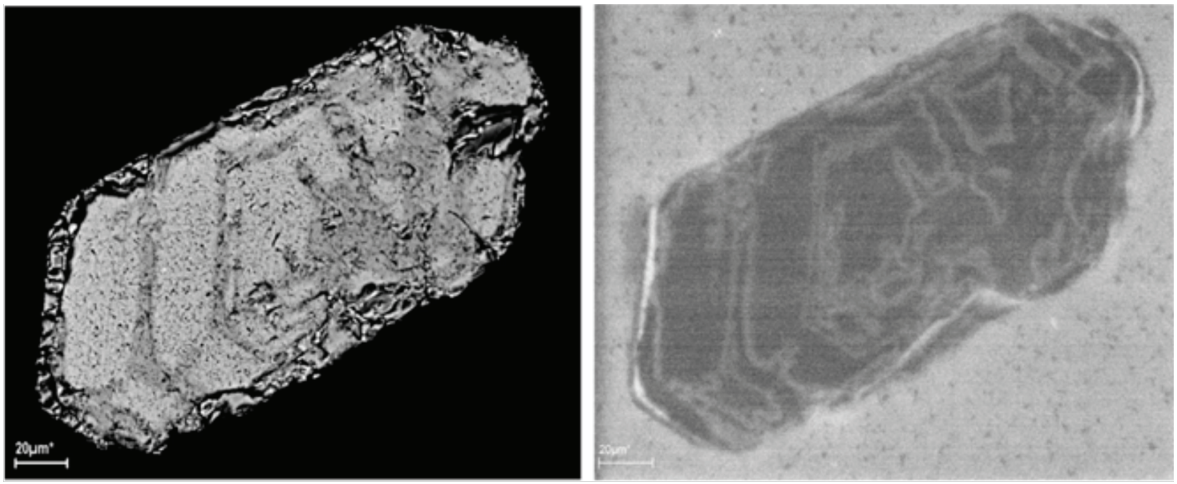


Рис. 1. Типы циркона из метанорита (220/1) Кандалакшского массива
Fig. 1.Types of zircon from metanorite (220/1) of the Kandalaksha massif

ранних метаморфических преобразований пород Кандалакшской габбро-анортозитовой интрузии в 2100 ± 2 млн лет (рис. 2).

Геохимические исследования циркона выполнены в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (г. Иркутск) методом LA-ICP-MS на связке приборов – на установке лазерной абляции AnalyteExcite с ячейкой HelEx II (длина волны эксимерного ArF лазера 193 нм) и квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7900. Для анализа использовались препараты минералов, вмонтированных в стандартную шашку из эпоксидной смолы. При помощи лазера с удельной энергией 5.19 Дж/см^2 и частоте импульсов 20 Гц пучком диаметром 50 мкм зерна аблировались на глубину 25 мкм для циркона. Значения потока охлаждающего, плазмообразующего и добавочного газа (аргона) для масс-спектрометра – 16.0, 1.0 и 1.0 л/мин, соответственно. Несущий газ – гелий (частота 6.0, скорость потока 0.92 л/мин). Мощность плазмы – 1550 Вт. Во время сессии через каждые 8 измерений образца анализировались аттестованные стандарты циркона: Harvard 91500, GJ-1 и синтетическое стекло SRMNIST 612, с известным составом редких элементов. Расчет редких элементов проводился в программе Iolite 4.0 с использованием циркона Harvard 91500 в качестве первичного стандарта, который использовался для пересчета. С целью контроля качества производимых измерений анализировался циркон GJ-1 как образец. Время абляции 60 сек, пучок лазера диаметром 50 мкм, мощность лазера 20 Гц, после каждого прожига продувка 40 сек.

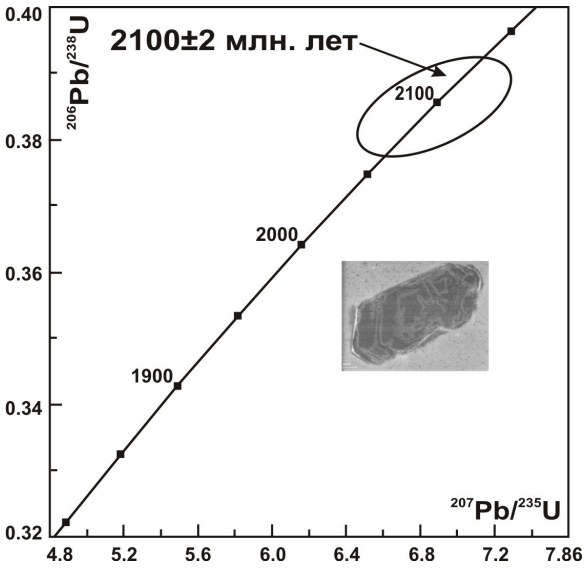


Рис. 2. Изотопная U-Pb диаграмма для единичного зёрна циркона из метанорита (проба 220/1)
Fig. 2.Isotope U-Pb diagram for single zircon grain from metanorite of the Kandalaksha massif (sample 220/1)

Результаты

Изучены 6 зёрен циркона из метанорита. Суммарные содержания REE от 386 до 1274 ppm. Спектры распределения REE в кристаллах циркона из метанорита Кандалакшского массива характеризуются меньшей долей LREE и высокими содержаниями HREE, чем объясняется крутой положительный наклон линий, осложнённых отрицательными Eu- и положительными Ce аномалиями.

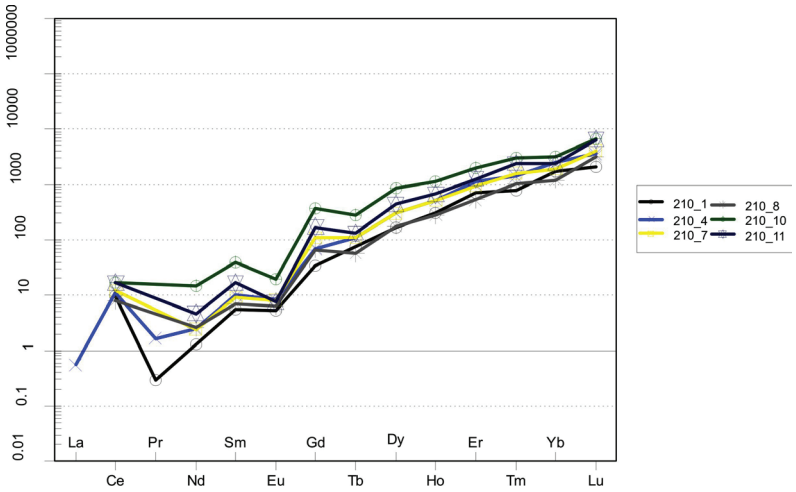


Рис. 3. Спектры распределения РЗЭ в цирконах из метанорита Кандалакшского массива (проба 220/1), нормированные по (хондрит/циркон McDonough&Sun, 1995)

Fig. 3. Spectra of REE distribution in zircons from metagabbro of the Kandalaksha massif (sample 220/1), normalized after (McDonough& Sun, 1995)

Значение параметра $(Ce/Ce^*)_N$ варьирует в диапазоне 10–12 и более. Величина параметра $(Eu/Eu^*)_N$ составляет 0.1–0.4. Преобладание HREE над LREE отражается величиной отношения $(Lu/Sm)_N$ от 165 до 463. Невысокая величина Ce аномалий, скорее соответствует характеру распределения REE в зёрнах циркона метаморфического генезиса (рис. 3).

Подобное распределение характерно для метаморфического циркона, который рос в равновесии с расплавом и поэтому не очень отличается от магматического, и может считаться «магматическим» по определению (Каулина, 2010), но низкое содержание урана в цирконе (U = 43 ppm) подтверждает его метаморфическую природу.

Полученный возраст отразил время ранних метаморфических преобразований пород в условиях амфиболитовой фации, что согласуется с изотопными данными для анортозитовых массивов Пыршин и Абварьский Лапландского гранулитового пояса (Митрофанов, Нерович, 2003).

Благодарности

Работа выполнена в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № FMEZ-2024-0004.

Исследование проведено при финансовой поддержке гранта Иркутского государственного университета для молодых ученых № 091–24–329 «Определение микроэлементного состава циркона из Колвицкого и Кандалакшского массивов»

Литература

1. Балаганский В. В., Тиммерман М. Я., Кислицын Р. В., Дэйли Дж. С., Балашов Ю. А., Ганнибал Л. Ф., Шерстенникова О. Г., Рюнгенен Г. И. Изотопный возраст пород Колвицкого пояса и Умбинского блока (юго-восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса), Кольский полуостров // Вестник МГТУ. 1998. Т. 1, № 3. С. 19–32.
2. Каулина Т. Б., Богданова М. Н. Основные этапы развития северо-западного Беломорья (по U-Pb) изотопным данным // Літасфера. 2000. № 12. С. 85–97.
3. Каулина Т. В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2010. 144 с.
4. Митрофанов Ф. П., Балаганский В. В., Балашов Ю. А., Ганнибал Л. Ф., Докучаева В. С., Нерович Л. И., Радченко М. К., Рюнгенен Г. И. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // Доклады АН. 1993. Т. 331, № 1. С. 95–98.
5. Митрофанов Ф. П., Нерович Л. И. Время магматической кристаллизации и метаморфических преобразований автономных массивов Пыршин и Абварьевский Лапландского гранулитового пояса // Петрология. 2003. Т. 11, № 4. С. 381–390.

6. Стешенко Е. Н., Николаев А. И., Баянова Т. Б., Дрогобужская С. В., Чащин В. В., Серов П. А., Лялина Л. М., Новиков А. И., Елизаров Д. В. ПалеопротерозойскийКолвицкий анортозитовый массив: новые данные о возрасте (U-Pb, ID-TIMS) и геохимических особенностях циркона // Доклады АН. 2018. Т. 479, № 2. С. 187–191. DOI: 10.7868/S0869565218080169.
7. Стешенко Е. Н., Николаев А. И., Баянова Т. Б., Дрогобужская С. В., Чащин В. В., Серов П. А., Лялина Л. М., Новиков А. И. Палеопротерозойский Кандалакшский анортозитовый массив: новые данные о возрасте (U-Pb, ID-TIMS) и геохимических особенностях циркона // Доклады АН. 2017. Т. 477, № 5. С. 595–599. DOI: 10.7868/S0869565217350195.
8. Фриш Т., Джексон Г. Д., Глебовицкий В. А., Ефимов М. М., Богданова М. Н., Пэрриш Р. Р. U-Pb геохронология цирконов Колвицкого габбро-анортозитового комплекса, южная часть Кольского полуострова, Россия // Петрология. 1995. Т. 3, № 3. С. 248–254.
9. McDonough W. F. and Sun S.-S. Composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253. doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4.
10. 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).
11. McDonough W. F. and Sun S.-S. Composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253. doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4.
12. Steshenko T. N., Bayanova T. B., Serov P. A. The paleoproterozoicKandalaksha-Kolvitsa 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. V. 10. 254 p. DOI: 10.3390/min10030254.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 287–293

Использование методики сравнения состава супракрустальных толщ для стратиграфических корреляций раннедокембрийских комплексов (на примере Кейвского домена)

Козлов Н. Е. [1], **Сорохтин Н. О.** [1], **Мудрук С. В.** [1, 2]
[1] *Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, n.kozlov@ksc.ru*
[2] *Филиал Мурманского Арктического университета в г. Апатиты*

Аннотация. Ранее была разработана методика оценки степени сходства геологических объектов, позволяющая, в отличие от большинства широко используемых в геохимии методов, работать с неоднородными выборками. Этот метод позволяет достаточно надежно определять меру сходства геологических объектов. В настоящей работе на примере исследования супракрустальных образований Кейвского домена показана возможность его применения при литолого-стратиграфических исследованиях раннедокембрийских комплексов, для которых использование традиционных геологических методов вызывает сложности. Установлено, что образование верхов лебяжинской свиты и червурвуртских подсвит накапливались и в Больших, и в Малых Кейвах, главным образом, за счет перемыва нижележащих комплексов пределах всей Кейвской структуры. На более поздних этапах формирование толщ Больших и Малых Кейв происходило в различных обстановках. В первых она оставалась прежней еще некоторое время, пока шло формирование выхчуртской свиты. Затем, при формировании песцовотундровских комплексов, тектонический режим активизировался и в осадконакопление было вовлечено вещество комплексов обрамления, главным образом, Мурманского домена. В Малых Кейвах активизация тектонического режима произошла чуть раньше, что нашло свое отражение в веществе снежноборской свиты. Причем здесь постчервуртская активизация была большей, чем во время образования выхчуртских подсвит Больших Кейв, но несколько меньшей, чем при образовании там песцовотундровских комплексов. Предложенный вариант реконструкции геологической истории Кейв удовлетворительно объясняет все известные вопросы и противоречия, возникавшие ранее при проведении геологических корреляций супракрустальных комплексов Больших и Малых Кейв.

Ключевые слова: докембрий, Арктическая зона, Фенноскандинавский щит, Кейвский домен, геодинамика, супракрустальные породы.

Using the method of comparing the composition of supracrustal units for stratigraphic correlations of Precambrian complexes (an example for the Keivy domain)

Kozlov N. E. [1], **Sorokhtin N. O.** [1], **Mudruk S. V.** [1, 2]
[1] *Geological Institute KSC RAS, Apatity, n.kozlov@ksc.ru*
[2] *Apatity branch of Murmansk Arctic University*

Abstract. Previously, a method for assessing the degree of similarity of geological objects was developed, which, unlike most methods widely used in geochemistry, allows working with heterogeneous samples. This method allows for a fairly reliable determination of the degree of similarity of geological objects. In this paper, using the example of studying supracrustal formations of the Keivy domain, the possibility of its application in lithological and stratigraphic studies of Early Precambrian complexes is shown, for which the use of traditional geological methods causes difficulties. It was established that the formation of the upper Lebyazhinskaya suite and Chervurvurtsky subsuites accumulated in both Bolshie and Malye Keivy, mainly due to the rewashing of underlying complexes within the entire Keivy structure. At later stages, the formation of the Bolshie and Malye Keivy strata occurred in different settings. In the former, it remained the same for some time while the Vykhchurtskaya suite was being formed. Then, during the formation of the Pestsovtundra complexes, the tectonic regime became more active and the matter of the framing complexes, mainly of the Murmansk domain, was involved in sedimentation. In Malye Keivy, the tectonic regime became more active a little earlier, which was reflected in the matter of the Snezhnoborskaya suite. Here, the post-Chervurtskaya activation was greater than during the formation of the Vykhchurtskaya subsuites of Bolshiye Keivy, but somewhat less than during the formation of the Pestsovtundra complexes there. The proposed version of the reconstruction of the geological history of Keivy satisfactorily explains all the known questions and contradictions that arose earlier during the geological correlations of the supracrustal complexes of Bolshiye and Malye Keivy.

Keywords: Precambrian, Arctic zone, Fennoscandian Shield, Keivy domain, geodynamics, supracrustal rocks.

Введение

Ранее, при создании методов реконструкции первичной природы пород древнейших комплексов и геодинамических условий их формирования Е. В. Мартыновым при участии авторов настоящей статьи была разработана методика оценки степени сходства геологических объектов. Подробно она описана в ряде публикаций, в том числе недавно вышедшей монографии (Сорохтин и др., 2024). При ее создании мы исходили из того, что химический состав пород геологических объектов представлен неоднородными выборками (полимодальное распределение составов, наличие аномальных значений и т. п.). Поэтому, как показал наш многолетний опыт, использование уже известных методов, широко применяемых в геохимии, обычно не давало надежных результатов. Именно это определило необходимость выбора оптимальной меры сходства между геологическими объектами и побудило Е.В. Мартынова (Мартынов, 2008) разработать новые подходы к определению меры их сходства.

Предложенная им методика давала неплохие результаты при сравнении состава различных раннедокембрийских объектов. Это привело нас к мысли попробовать использовать ее при литолого-стратиграфических исследованиях раннедокембрийских супракустальных комплексов, где зачастую задачи проведения корреляции тех или иных толщ или выяснение вопроса о возможных областях сноса метаосадочных толщ решаются путём сравнения геологических объектов. Постановка такой задачи определялась тем, что решение подобных проблем при исследовании супракрустальных образований традиционными геологическими методами во многих случаях вызывает сложности, связанные со следующим:

1. Реконструкция первичной природы метаморфитов в случае, если их преобразование проходило в условиях амфиболитовой или гранулитовой фаций, порой затруднительно. Одни и те же породы, преобразованные в различных P-T условиях, имеют зачастую различный облик, что делает сложным, а порой и невозможным использование прямых геологических наблюдений и сведений об их минеральном составе для перечисленных выше целей.

2. Зачастую, в силу плохой обнаженности, отсутствуют непрерывные разрезы, что в сочетании с первичной латеральной изменчивостью толщ, накладывающей дополнительные ограничения на проведение реконструкций, еще более усложняет проведение этих исследований.

Предложенная нами методика позволяет на основе данных о химическом составе выявлять наиболее сходные геологические объекты, что дает возможность уточнять вопросы их корреляции (рис. 1). Кроме того, она может быть использована при установлении возможных источников вещества метаосадочных толщ. Так, если, согласно геологическим исследованиям, обломочным материалом для формирования изучаемого нами объекта могли быть несколько контактирующих с ним комплексов пород, рассчитанная с помощью этой методики мера близости их состава позволяет установить объекты, которые наиболее сходны с ним, то есть обломочный материал которых, скорее всего, участвовал в его формировании наиболее активно (рис. 2).

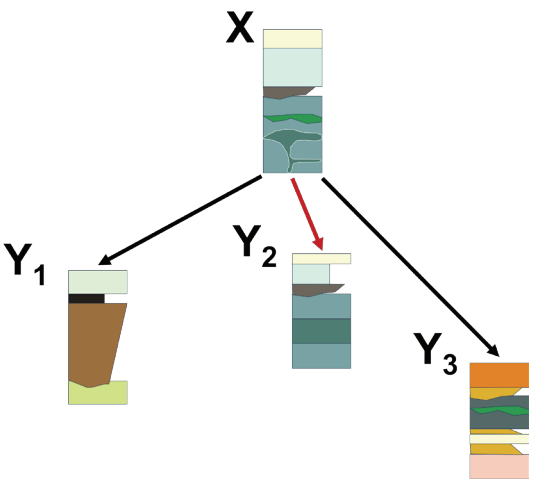


Рис. 1. Иллюстрация метода вычисления сходства объекта X с объектами Y_1, Y_2 и Y_3 при решении вопросов корреляции. Стрелками показана степень сходства (коэффициенты близости) объектов. Красная стрелка – минимальный коэффициент близости, указывающий на то, что корреляция объекта X с объектом Y_2 наиболее вероятна

Fig. 1. Illustration of the method for calculating the similarity of object X with objects Y_1, Y_2 and Y_3 when solving correlation issues. The arrows show the degree of similarity (closeness coefficients) of the objects. The red arrow is the minimum closeness coefficient, indicating that the correlation of object X with object Y_2 is most probable

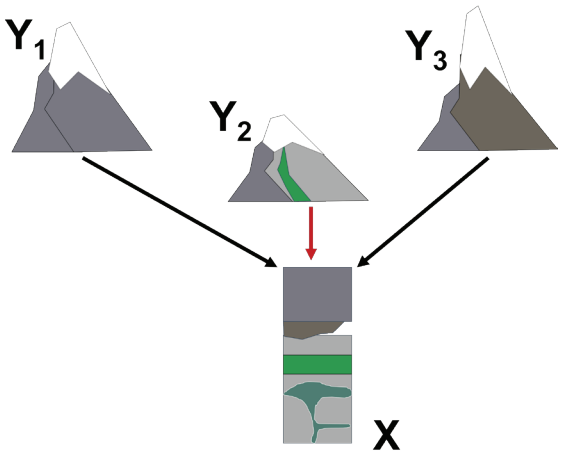


Рис. 2. Иллюстрация метода вычисления сходства объекта X с объектами Y_1, Y_2 и Y_3 при решении вопросов об областях сноса вещества, участвовавшего в формировании объекта X. Стрелками показана степень сходства (коэффициенты близости) объектов. Красная стрелка – минимальный коэффициент близости, указывающий на то, что обломочный материал объекта Y_2 наиболее активно участвовал в формировании объекта X

Fig. 2. Illustration of the method for calculating the similarity of object X with objects Y_1, Y_2 and Y_3 when solving questions about the areas of demolition of the substance that participated in the formation of object X. The arrows show the degree of similarity (closeness coefficients) of the objects. The red arrow is the minimum closeness coefficient, indicating that the detrital material of object Y_2 participated most actively in the formation of object X

Суть нашего подхода сводится к выбору конкретных объектов какой-либо структуры, с которыми, согласно поставленным задачам, сформулированным на основании имеющихся геологических данных, следует проводить такое сопоставление, с последующим сравнением состава этих объектов. Вычисляемые при решении этой задачи коэффициенты близости сравниваемых объектов позволяют оценивать меру их сходства.

Добавим, что при проведении таких сопоставлений мы предлагаем использовать подход, предложенный Э. П. Изохом (1978), согласно которому при случайном опробовании комплексов и наличии представительных выборок, расчет их среднего состава близок к расчету по реальным соотношениям пород. Следует подчеркнуть, что результаты такого исследования являются вероятностными и дополняют весь комплекс данных, имеющихся в руках геологов, исследующих данный объект.

Обсуждение результатов

Примером результативности применения данной методики могут служить исследования, проведенные нами в пределах Кейвского домена, более подробно описанные ранее (Козлов и др., 2023 а, б). Применение ее при изучении комплексов данного региона определялось следующим. Геологическая карта Кейвской структуры (рис. 3) и предполагаемые разрезы слагающих ее комплексов (рис. 4) строились изучавшими ее ранее исследователями в определенной долей условности. Она была связана с тем, что лишь для лебяжинской свиты, подстилающей, по И. В. Белькову (1963), кейвскую свиту, корреляция в пределах всей структуры, включая как Большие, так и Малые Кейвы, достаточно определенная, с учетом ее достаточно широкого распространения. Что касается кейвской свиты или серии (по (Белолипецкий и др., 1980)), то здесь подобные корреляции разрезов Больших и Малых Кейв проводить достаточно сложно в силу отсутствия или крайне ограниченного распространением червуртской и выхчуртской свит, слагающих разрез первых, в пределах вторых.

Еще больше вопросов возникает при проведении корреляции толщ в верхней части кейвского разреза. Ряд авторов допускает распространение образований песцовотундровской свиты в пределах всей Кейвской структуры, другие же, формально относя эти комплексы к верхней части песцовотундровской свиты, называют ее серией и выделяют в ее составе золотореченскую (Большие Кейвы) и малокейвские, или снежноборские (Малые Кейвы) образования (рис. 4).

Эти проблемы обозначены в целом ряде работ. Так, в публикации А. Т. Радченко (1994) написано следующее: «Устанавливается залегание песцовотундровской свиты на древнейших гнейсах и гранитоидах, нередко с корой выветривания в основании. О более молодом, сариолийском возрасте этой свиты никаких данных нет, так как разрезы сариолия имеют другой состав, строение и положение в структуре. Имеющиеся материалы склоняют авторов к интерпретации положения песцовотундровской свиты как подстилающей сумийский разрез и завершающей разрез сланцев кейвской серии верхнего архея. Очевидно, только новые исследования и изотопные датировки могут вывести эту проблему из состояния гипотетических сопоставлений на уровень обоснованных решений» (Радченко и др., 1994, стр. 47). И далее, рассматривая вопрос о строении разреза Малых Кейв:

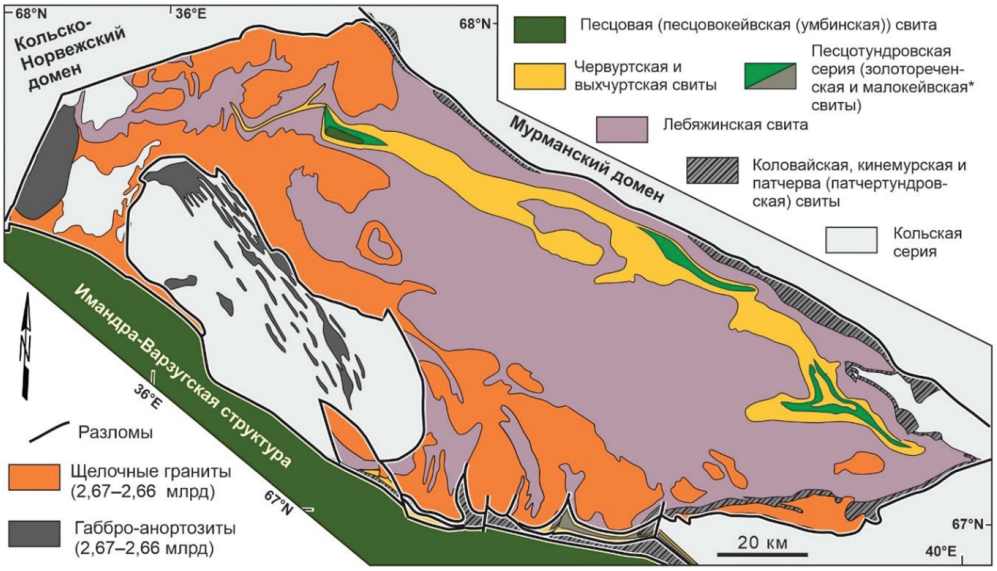


Рис. 3. Геологическая карта Кейвского домена по (Геологическая карта…, 1996) с упрощениями и дополнениями. Основные названия свит даны по (Радченко и др., 1994), в скобках даны альтернативные названия по (Ремизова и др., 2007) и (Белолипецикй и др., 1980). *В настоящей работе снежноборская

Fig. 3. Geological map of the Keivy terrane with simplifications and additions. The main names of the suites are given after (Radchenko et al., 1994), alternative names after (Remizova et al., 2007) are given in brackets, and after (Belolipetsiky et al., 1980) – in double brackets. *In this work, Snezhnoborskaya

«Строго говоря, песцовотундровская свита в этом районе (снежноборская) не является таковой, так как не связана физической непрерывностью со стратотипом в Больших Кейвах. Только ее положение в разрезе, состав и строение дают основание для такой корреляции. Но имеются основания и для сомнений, и потому необходимы дополнительные исследования» (Радченко и др., 1994, стр. 47).

Сходные мысли звучат и у других исследователей данной структуры. Так, в работе А. А. Предовского с коллегами (1987) написано: «Выделение в разрезе Малых Кейв и района р. Чапома снежноборской и березовской свит, представленных кварц-мусковитовыми и гранат-ставролитовыми сланцами, и сопоставление их с нижнечервуртской подсвитой (здесь авторы имеют ввиду свою

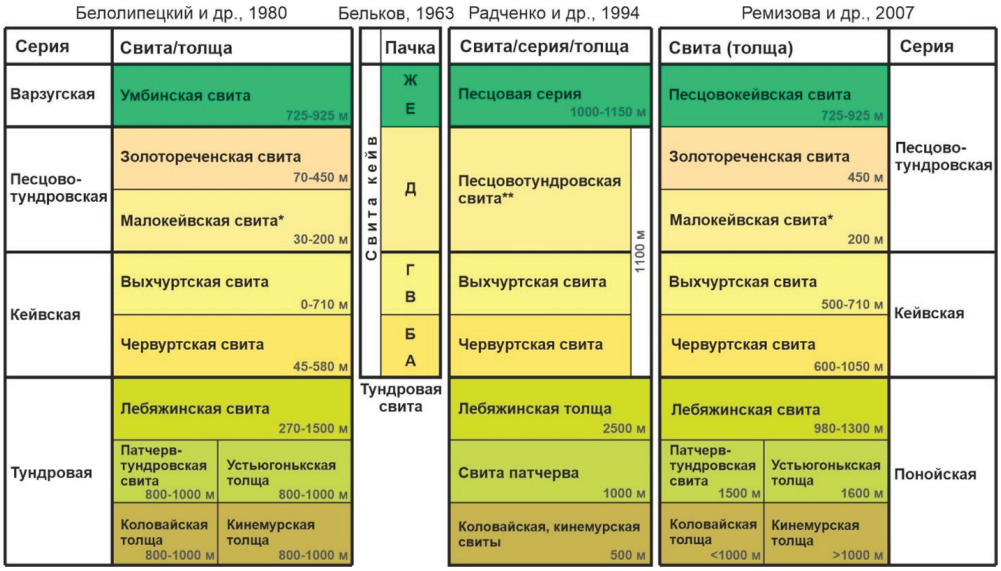


Рис. 4. Стратиграфические схемы Кейвского террейна по (Бельков, 1963; Белолипецкий и др., 1980; Радченко и др., 1994; Ремизова и др., 2007). *В настоящей работе снежноборская

Fig. 4. Stratigraphic schemes of the Keivy terrane after (Belkov, 1963; Belolipetsky et al., 1980; Radchenko et al., 1994; Remizova et al., 2007). *In this work, Snezhnoborskaya

точку зрения на корреляцию. – *Прим. автора*) не является традиционной (Предовский и др., 1987, стр. 59). И далее: «Проведенные исследования показали, что прямое сопоставление данных образований (речь идет о мнении большинства исследователей о корреляции снежноборских и песцовотундровской свит. – *Прим. автора*) не оправдано (Предовский и др., 1987, стр. 59).

Из приведенного следует, что традиционные методы, которые широко использовались геологами (заметим, очень квалифицированными), изучавшими этот регион, не позволили им решить задачу проведения корреляций разрезов Больших и Малых Кейв. Именно поэтому нами было принято решение о дополнительном изучении данного вопроса с использованием описанной выше методики.

При сравнении состава пород снежноборской свиты с комплексами Кейвской структуры и ее обрамления было установлено, что они наиболее близки к образованиям Мурманского домена (Козлов и др., 2023 б). Это позволило нам считать данную структуру одной из основных потенциальных областей сноса при формировании снежноборских толщ. Одновременно полученные нами результаты не подтвердили ранее высказывавшегося предположения (Геология рудных…, 2002) о формировании толщ снежноборской свиты за счет вещества лебяжинской свиты.

Затем мы сопоставили породы снежноборской свиты с наиболее близкими к ней в пределах Больших Кейв червуртскими, выхчуртскими и песцовотундровскими породами свит Больших Кейв, что показало наибольшее сходство с нижнечервуртскими комплексами. Заметим, что на этом этапе исследований наш результат был максимально близок к выводу А. А. Басалаева (Предовский и др., 1987), приведенному выше.

Напомним, что ранее нами было показано, что источником вещества для нижнечервуртских образований могли служить, с большой долей вероятности, породы подстилающей ее верхнелебяжинской подсвиты, что свидетельствует о некоторой стабилизации тектонического режима (Козлов и др., 2023 а). В то же время, для вроде бы наиболее сходных с ними по составу снежноборских пород в качестве источника можно предполагать породы Мурманского домена, что позволяет говорить о тектонической активизации.

Все изложенное не позволило на этом этапе исследований принять какую-либо из предложенных ранее точек зрения о корреляции разрезов Больших и Малых Кейв и продолжить исследования. В качестве рабочей гипотезы было принято предположение о формировании малокейвских комплексов как самостоятельной структуры (Козлов и др., 2023 б).

Для проверки этой гипотезы было проведено сравнение состава других комплексов, встречающихся в пределах как Больших, так и малых Кейв (табл. 1). Полученные результаты не подтверждают ее – наблюдается полное сходство состава всех подсвит как лебяжинской, так и червуртской свит Малых Кейв с соответствующими образованиями Больших Кейв. То есть вариант корреляции этих толщ, предложенный ранее рядом исследователей (Бельков, 1963; Белолипецкий и др., 1980; Радченко и др., 1994; Ремизова и др., 2007), результатами наших исследований полностью подтверждается. Заметим, это является также и подтверждением достаточно высокого разрешении предложенного нами метода для решения подобных задач.

Таблица 1. Сравнение вещества различных подсвит Малых и Больших Кейв
Table 1. Comparison of the matter of different formations in the Small and Large Keivy

Свиты, комплексы*	ЛБЖН	ЛБЖВ	ЧРВН	ЧРВВ	ВХЧТ
ЛБЖН	**8.96****	9.01	10.37	10.42	16.65
ЛБЖВ	9.48	**9.25**	10.28	10.88	17.13
ЧРВН	18.32	17.67	**11.05**	12.62	13.95
ЧРВВ	18.01	17.54	12.68	**9.57**	13.72

Примечание. * по горизонтали – Большие Кейвы, по вертикали – Малые Кейвы. Сокращения для свит и комплексов: ЛБЖН, ЛБЖВ – лебяжинская свита, нижняя и верхняя подсвиты, соответственно; ЧРВН, ЧРВВ – червуртская свита, нижняя и верхняя подсвиты, соответственно; ВХЧТ– выхчуртская свита; ПСЦ – песцовотундровская свита; СНБО – снежноборская свита;
** Здесь и далее жирным шрифтом выделены значения, характеризующие максимальную близость сравниваемых объектов при выбранном уровне значимости 0.01.

Возвращаясь к выводу о проблемах поиска аналогов снежноборской свиты в пределах Больших Кейв, с учетом полученных результатов сравнения ее состава с составом свит Большиз Кейв, можно предположить, что различия в формировании метаосадочных комплексов Малых и Больших Кейв проявились на завершающих этапах развития кейвской структуры. В пользу этого предположения свидетельствует и отсутствие в пределах Малых Кейв однозначно установленных аналогов выхчуртских и песцовотундровских комплексов.

Для проверки этого предположения нами была детально исследована ранее выявленная закономерность сходства вышележащих комплексов с подстилающими их образованиями (Козлов и др., 2023 а). Причем, в отличие от предыдущих исследований, сделанных на материалах по всей кейвской структуры, мы провели подобное исследование раздельно для Больших и Малых Кейв (табл. 2 и 3). Для Больших Кейв результат (табл. 2) аналогичен полученному ранее для всей кейвской структуры. Это вполне объяснимо, поскольку материал метаосадочных пород Больших Кейв преобладал в обобщенных выборках, сформированных для решения предыдущей, общей задачи

В Малых Кейвах установленная ранее закономерность также четко прослеживается для лебяжинской и червуртской свит (табл. 3). Залегающая выше по разрезу снежноборская свита наиболее сходна по составу с верхами червуртской свиты, то есть «ведет себя» аналогично выхчуртской свите Больших Кейв. В то же время она значительно ближе по составу к породам Мурманского домена, чем выхчуртские образования Больших Кейв, В этом у нее намечаются черты сходства с песцовотундровскими комплексами. То есть оснований для корреляции снежноборской свиты с какой-либо конкретной свитой Больших Кейв нет.

Таблица 2. Сравнение вещества различных свит Больших Кейв
с веществом потенциальных источников их терригенного материала
Table 2. Comparison of the matter of different formations
in the Large Keivy with the matter of potential sources for their terrigenous material

Свиты, комплексы*	ЛБЖН	ЛБЖВ	ЧРВН	ЧРВВ	ВХЧН	ВХЧВ	МБ	КН	ТЕР	БЛМР
ЧРВН	10.37	**9.42**					14.23	16.58	18.07	23.96
ЧРВВ	21.48	20.59	**8.48**				19.15	17.91	18.40	20.32
ВХЧН	24.70	21.15	**17.19**	21.40			28.59	35.46	37.11	42.45
ВХЧВ	16.53	16.84	18.35	8.98	**8.01**		16.02	15.37	15.02	17.28
ПСЦ	19.97	19.12	18.06	17.45	16.48	**15.03**	**10.19**	18.06	20.48	16.47

Примечание. * По горизонтали и вертикали – Большие Кейвы. Сокращения для свит и комплексов: ЛБЖН, ЛБЖВ – лебяжинская свита, нижняя и верхняя подсвиты, соответственно; ЧРВН, ЧРВВ – червуртская свита, нижняя и верхняя подсвиты, соответственно; ВХЧН, ВХЧВ – выхчуртская свита, нижняя и верхняя подсвиты, соответственно; ПСЦ – песцовотундровская свита; МБ – Мурманских домен; КН – Кольско-Норвежский домен; ТЕР – Терский домен; БЛМР – Беломорский подвижный пояс.

Таблица 3. Сравнение вещества различных свит Малых Кейв
с веществом потенциальных источников их терригенного материала
Table 3. Comparison of the matter of different formations in the Small Keivy
with the matter of potential sources for their terrigenous material

Свиты, комплексы*	ЛБЖН	ЛБЖВ	ЧРВН	ЧРВВ	СНБО	МБ	КН	ТЕР	БЛМР
ЧРВН	10.62	**8.67**		9.45	12.38	12.24	14.58	16.39	19.01
ЧРВВ	11.95	10.15	**9.34**		11.76	16.01	15.43	17.88	18.92
СНБО	13.51	11.37	10.44	**9.72**		11.27	16.95	14.80	19.67

Примечание. * По горизонтали и вертикали – Малые Кейвы. Сокращения см. в табл. 3. СНБО – снежноборская свита.

Исходя из всей совокупности полученных данных можно предполагать, что образования верхов лебяжинской свиты и червурвуртских подсвит накапливались, главным образом, за счет перемыва нижележащих комплексов Кейвской структуры. На более поздних этапах формирование большекейвского и малокейвского разрезов происходило в различных обстановках. В Больших Кейвах она оставалась прежней еще некоторое время, пока шло формирование выхчуртской свиты. Затем тектонический режим активизировался и в осадконакопление более активно было вовлечено веще-

ство комплексов обрамления, главным образом, Мурманского домена. Это проявилось в составе пород песцовотундровской толщи.

В Малых Кейвах активизация тектонического режима произошла чуть раньше, что нашло свое отражение в веществе снежноборской свиты. Причем здесь постчервуртская активизация была большей, чем во время образования выхчуртских подсвит Больших Кейв, но несколько меньшей, чем при образовании там песцовотундровских комплексов. Описанное отличие режимов осадконакомления в Больших и Малых Кейвах может быть объяснено территориальным различием в положении этих районов в пределах палеобассейна кейвского времени.

Таким образом, предложенный вариант реконструкции геологической истории Кейв объясняет все известные вопросы и противоречия, возникавшие при проведении геологических корреляций супракрустальных комплексов Больших и Малых Кейв, вполне удовлетворительно.

Выводы

Предложенная методика сравнения состава супракрустальных комплексов дает хорошие результаты при проведении литолого-стратиграфических исследований раннедокембрийских комплексов Кейвской структуры и позволила ответить на ряд вопросов о строении и возможной корреляции ее разрезов, чего не было сделано ранее при использовании традиционных геологических методов. На наш взгляд, ее можно рекомендовать для использования при проведении литолого-стратиграфических исследований, когда применение иных, традиционных подходов по тем или иным причинам затруднительно. При этом хотелось бы подчеркнуть, что предлагаемый нами метод является, по своей сути дополнительным, и должен использоваться в тесной связи со всей совокупностью геологической информации для ее уточнения.

Благодарности

Работа выполнена в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № FMEZ-2024-0006.

Литература

1. Белолипецкий А. П., Гаскельберг В. Г., Гаскельберг Л. А., Антонюк Е. С., Ильин Ю. И. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л. Изд-во: Наука, 1980. 238 с.
2. Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.–Л. Изд-во: АН СССР, 1963. 322 с.
3. Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита). Масштаб 1:500000 / Ред. Ф. П. Митрофанов. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН, 1996.
4. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН, 2002. 359 с.
5. Изох Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М. Изд-во: Недра, 1978. 136 с.
6. Козлов Н. Е., Сорохтин Н. О., Марчук Т. С. Развитие Кейвского домена в докембрии // Вестник МГТУ. 2023 а. Т. 26, № 1. С. 18–24. https://doi.org/10.21443/1560-9278-2023-26-1.
7. Козлов Н. Е., Сорохтин Н. О., Мудрук С. В. О возможной корреляции супракрустальных комплексов Малых и Больших Кейв, Кольский регион // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2023 б. № 20. С. 579–584. https://doi.org/10.31241/FNS.2023.20.072.
8. Мартынов Е. В. Математические методы моделирования параметров геологических процессов и явлений: Учебное пособие для направления 130100 «Геология и разведка полезных ископаемых». Мурманск. Изд-во: МГТУ, 2008. 136 с.
9. Предовский А. А., Мележик В. А., Болотов В. И., Федотов Ж. А., Басалаев А. А., Козлов Н. Е., Иванов А. А., Жангуров А. А., Скуфьин П. К., Любцов В. В. Вулканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита. Л. Изд-во: Наука, 1987. 185 с.
10. Радченко А. Т., Балаганский В. В., Басалаев А. А., Беляев О. А., Пожиленко В. И., Радченко М. К. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500000. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 1994. 95 с.
11. Ремизова А. М., Семушина Н. А., Плотникова И. А. Объяснительная записка к геологической карте Мурманской области. Масштаб 1:200 000. Листы Q-37-I, II. Краснощелье / Ред. А. М. Ремизова // Отчёт о составлении обновлённой цифровой геологической карты Мурманской области масштаба 1:200 000. Кн. 18. Апатиты. 2007. 117 с.
12. Сорохтин Н. О., Козлов Н. Е., Глазнев В. Н., Кудряшов Н. М. Архей Балтийского щита. Изд-во: КНЦ РАН, 2024. 714 с.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 294–299

Экспериментальное исследование распределения золота и цинка между паром и жидкостью при 300–350 °C

Рубцова Е. А. [1, 2], **Акинфиев Н. Н.** [1], **Тагиров Б. Р.** [1]

[1] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН)*

[2] *Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова. Москва, rkata@mail.ru;*

Аннотация. При дегазации магмы и вскипании рудного флюида образуется паровая фаза, которая может концентрировать и переносить рудные компоненты. Надежные экспериментальные данные по распределению рудных компонентов между паровой и жидкой фазами отсутствуют. В настоящей работе проведены эксперименты по изучению распределения золота и цинка между паром и жидкостью в системах H_2O–H_2S и H_2O–H_2S–HCl при температуре 300–350 °C и давлении 90–190 бар. Использовался титановый автоклав объемом 500 мл с пробоотбором, в качестве растворяемой фазы использовались металлическое золото и природный сфалерит. В паровую фазу переходят преимущественно частицы с нейтральным зарядом, в случае золота это комплекс $AuHS^0$, для цинка – $Zn(HS)_2^0$ в сульфидной системе и $ZnCl_2^0$ в хлоридной. По результатам экспериментов были рассчитаны коэффициенты распределения металлов между паром и жидкостью (K_D), определена зависимость K_D от отношения плотностей паровой и жидкой фазы, что позволяет рассчитывать K_D для всех температур выше 150 °C. Определено, что в паровую фазу переходит незначительное количество металлов по сравнению с жидкой фазой и с ростом температуры K_D значительно уменьшается. Это говорит о несущественной роли пара в переносе золота и цинка в низкотемпературные зоны после вскипания магматического флюида. В связи с этим следует рассматривать иной источник металлов для формирования эпитермальных месторождений. Возможно, это поздняя по отношению к метасоматитам мобилизация металлов из вмещающих пород.

Ключевые слова: золото, цинк, растворимость, жидкость, пар, гидротермальные флюиды, эксперимент.

Experimental study of the distribution of gold and zinc between vapor and liquid at 300–350 °C

Rubtsova E. A. [1], **Akinfiev N. N.** [2], **Tagirov B. R.** [3]

[1] *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry Russian Academy of Sciences (IGEM RAS),*

[2] *Lomonosov Moscow State University, Moscow, rkata@mail.ru*

Abstract. During degassing of magma and boiling of the ore fluid, a vapor phase is formed, which can concentrate and transport ore components. There are no reliable experimental data on the distribution of ore components between the vapor and liquid phases. In this work, experiments have been conducted to study the distribution of gold and zinc between vapor and liquid in H_2O–H_2S and H_2O–H_2S–HCl systems at a temperature of 300–350 °C and a pressure of 90–190 bar. A 500 ml titanium autoclave with sampling was used, metallic gold and natural sphalerite were used as the soluble phase. Species with a neutral charge mainly go into the vapor phase; in the case of gold, this is the $AuHS^0$ complex; for zinc, it is $Zn(HS)_2^0$ in the sulfide system and $ZnCl_2^0$ in the chloride system. Based on the experimental results, the coefficients of metal distribution between vapor and liquid (K_D) were calculated, and the dependence of K_D on the ratio of the densities of the vapor and liquid phases was determined, which makes it possible to calculate K_D for all temperatures above 150 °C. It is determined that a small amount of metals goes into the vapor phase compared to the liquid phase and decreases significantly with increasing temperature. This indicates an insignificant role of vapor in the transport of gold and zinc to low-temperature zones after the magmatic fluid boils. In this regard, another source of metals for the formation of epithermal deposits should be considered. It is possible that this is a late mobilization of metals from the host rocks in relation to the metasomatites.

Keywords: gold, zinc, solubility, liquid, vapor, hydrothermal fluids, experiment.

Введение

Важным источником золота являются Cu (-Mo-Au) порфировые месторождения, активное участие в образовании которых принимают гидротермальные флюиды. Порфировые системы

могут формироваться из богатых сероводородом и металлами однофазных водных флюидов умеренной солености (2–10 мас. % NaCl). Отделяясь от магмы, флюид поднимается к поверхности и подвергается различным процессам, которые могут вызвать осаждение металла: декомпрессии, разделению фаз, охлаждению, взаимодействию с вмещающими породами и смешению с метеорными водами. При определенных условиях флюид может вскипеть и разделиться на паровую и гиперсоленую жидкую фазы, металлы при этом так же будут фракционировать между этими фазами. В таком случае существует два сценария: 1) металлы остаются преимущественно в жидкой фазе и образуют месторождение или 2) часть металлов переходит в паровую фазу и двигается в область низкотемпературных месторождений, например, эпитермальных. Считается, что Zn будет обогащать жидкую фазу, находясь преимущественно в виде хлоридных комплексов, в то время, как Au может активно переходить в паровую фазу совместно с S, так как для Au характерны сульфидные комплексы (Kouzmanov and Pokrovski, 2012).

Золото и цинк переносятся гидротермальными флюидами в виде хлоридных и гидросульфидных комплексов. В зависимости от кислотности среды и состава флюида образуются следующие комплексы: $ZnCl^+$, $ZnCl_2^0$, $ZnCl_3^-$, $ZnCl_4^{2-}$, $Zn(HS)_2^0$, $Zn(HS)_3^-$, $Zn(HS)_4^{2-}$, $ZnS(HS)^-$, $AuCl^0$, $AuCl_2^-$, $AuHS^0$, $Au(HS)_2^-$, $Au_2S_2^{2-}$, $AuHS(H_2S)_3^0$ (Tagirov and Seward, 2010; Mei et al., 2016; Tagirov et al., 2019; Tagirov et al., 2025). В настоящее время отсутствуют надежные данные по растворимости золота и цинка в паровой фазе. В пар преимущественно переходят нейтральные частицы. В случае золота это комплекс $AuHS^0$, для цинка – $Zn(HS)_2^0$ в сульфидной системе и, возможно, $ZnCl_2^0$ в хлоридной (Pokrovski et al., 2008). Таким образом, для оценки поведения золота и цинка при кипении флюида и последующего переноса малоплотной паровой фазой необходимы надежные экспериментальные данные по распределению металлов между жидкостью и паром. Цинк и золото были выбраны для совместного эксперимента, так как не взаимодействуют между собой, не образуют сплавов и ведут себя контрастно в гидротермальных процессах.

Задачи настоящей работы состоят в получение коэффициентов распределения золота и цинка между паровой и жидкой фазами (K_D(Au) и K_D(Zn)) в широком диапазоне температур, что позволит моделировать процессы кипения, рассчитать термодинамические свойства нейтральных комплексов золота и цинка в паровой фазе и позволит оценить возможное количество этих металлов, доступное для переноса в паровой фазе.

Метод эксперимента

Эксперименты жидкость-пар выполнены с использованием титанового автоклава (сплав ВТ-8) объёмом ~ 500 см^3 с пробоотбором конструкции К. И. Шмуловича (Shmulovich et al., 1999). Отбор жидкой и паровой фаз выполняется с использованием вентилей сверху и снизу автоклава в титановые контейнеры объёмом около 5 см^3. В каждом вентиле закреплены тензометрические датчики для контроля давления, а в нижнюю часть автоклава опущен заваренный с одной стороны титановый капилляр, в который помещается термопара. *PT*-условия экспериментов представлены в табл. 1. В качестве твердой растворяемой фазы использовались металлическое золото (Au) и природный сфалерит (ZnS), которые помещались на дно автоклава (~ 2.5 г). В автоклав заливали дегазированную бидистиллированную воду или 0.1 раствор HCl, приготовленный на дегазированной бидистиллированной воде (объёмом ~ 150 см^3). Через раствор пропускался аргон для удаления газов, в первую очередь кислорода. Необходимую концентрацию H_2S задавали с помощью определенного количества синтетического Al_2S_3, при взаимодействии которого с водой образуется строго определенное количество сероводорода: $Al_2S_{3(к)} + 4H_2O \rightarrow 3H_2S_{(г)} + 2AlOOH$. Чашечку с Al_2S_3 закрепляли верхней части автоклава, вес фазы составлял около 1.9–6.3 г. Исходный коэффициент заполнения автоклава составлял около 30 %. Автоклав помещали в трёхсекционную безградиентрую печь сопротивления с возможностью поворота вокруг горизонтальной оси. Установка позволяет поворачивать автоклав для удобного пробоотбора паровой и жидкой фазы в ходе эксперимента.

Для достижения равновесия при каждой температуре эксперимент выдерживали в течение 3–5 суток. Жидкая фаза отбиралась в строго вертикальном положении автоклава, а пар – при не-

большом наклоне, чтобы отсечь капли жидкости, образование которых возможно при пробоотборе (Plyasunov et al., 2021. Пробоотбор выполнялся в несколько стадий. Сначала для каждой фазы отбиралось ~ 0.5 мл пробы для промывки титанового капилляра и вентиля. Эта проба отбрасывалась. Затем отбиралось ~ 0.5 см^3 фазы в раствор ацетата кадмия для определения восстановленной серы методом обратного йодометрического титрования. В хлоридной системе отбиралась проба (0.5 см^3) для турбидиметрического определения хлорид-ионов. В последнюю очередь отбиралась проба для определения концентрации металлов. После охлаждения контейнеров сначала сливали конденсат, после чего пустой контейнер заполняли царской водкой и на 15 мин. ставили на тёплую электрическую плитку. Конденсат и смыв объединяли. Таким образом получали пробы на основе 50 % царской водки.

Содержание Au и Zn в пробах определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС), оптической эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-ОЭС) и атомно-абсорбционной спектрометрией (ААС). Содержание металла в растворах относили к массе воды в пробе.

Таблица 1. Условия экспериментов и растворимость Au и Zn
Table 1. Experimental conditions and solubility of Au and Zn

L – жидкость V – пар	T, °C	P, бар	*m*, моль× (кг H_2O)$^{-1}$		lg *m*(Au)	lg *m*(Zn)	Длительность выдержки, сутки
			H_2S	HCl			
L1_1	354	188	0.19		-5.937	-5.162	4.0
V1_1	354	187	0.53		-6.995	-6.063	
L2_1	354	187	0.16		-6.222	-5.960	4.9
V2_1	353	187	0.35		-7.409	-6.524	
L3_1	320	124	0.13		-5.367	-5.479	3.1
V3_1	320	122	0.88		-7.404	-6.238	
L4_1	300	88	0.06		-5.422	-4.560	4.0
V4_1	300	93	0.76		-8.496	-5.980	
L5_1	311	109	0.13		-5.652	-5.960	3.0
V5_1	311	106	0.35		-8.616	-5.221	
L6_1	300	93	0.11		-5.752	-6.326	2.9
V6_1	300	91	0.40		-8.672	-6.372	
L7_1	338	180	0.09		-6.445	-5.167	8.2
V7_1	338	125	0.24		-8.701	-5.373	
L2_2	354	184	0.08		-10.285	-5.276	7.0
V2_2	353	183	0.52		-10.276	-6.148	
L3_2	321	122	0.10		-8.690	-4.977	13.0
V3_2	321	120	0.71		-10.354	-6.718	
L5_2	338	150	0.08		-9.104	-5.836	4.0
V5_2	338	148	0.53		-10.447	-6.628	
L1_3	353	190	1.07	0.08	-9.796	-1.608	4.1
V1_3	353	189	1.14	0.03	-9.717	-3.336	
L2_3	336	152	0.41	0.08	-8.675	-1.314	2.9
V2_3	336	151	0.81	0.03	-9.143	-3.758	
L4_3	298	87	0.06	0.06	-9.793	-1.282	3.0
V4_3	297	89	0.64	0.02	-9.571	-4.956	

Результаты и обсуждение

Предварительная обработка данных выполнена на уровне коэффициентов распределения. Согласно имеющимся данным, в плотной фазе при параметрах опытов в сульфидной системе

преобладают комплексы $Au(HS)_2^-$ и $Zn(HS)_2^0$, а в сульфидно-хлоридной (для цинка) $ZnCl_2^0$. В паровой фазе основными формами являются $AuHS^0$, $Zn(HS)_2^0$, $ZnCl_2^0$. Поэтому для золота выполнялся расчёт двух коэффициентов распределения. В первом варианте (K_D(AuHS)) концентрация нейтрального комплекса в жидкой фазе рассчитывалась с использованием литературных данных (Tagirov et al., 2025). Во втором варианте (K_D(total)) использовалась общая концентрация золота в жидкости.

Используя растворимость Au и Zn в паровой и жидкой фазах были рассчитаны K_D для комплексов $AuHS^0$, $Zn(HS)_2^0$, $ZnCl_2^0$ и построена аппроксимация, проходящая через критическую точку воды (рис. 1). Координаты $\lg K_D - \lg(\rho_V/\rho_L)$ выбраны так как известно, что логарифм коэффициента распределения вдоль кривой насыщенного пара воды линейно зависит от логарифма отношения плотности пара и жидкости ρ_V/ρ_L при температуре от критической до ~150 (напр., Plyasunov et al., 2021). Этот качественный метод может затем быть использован для расчёта коэффициентов распределения между паром и жидкостью при любых температурах, например, для системы $NaCl\text{-}H_2O$, для которой известно отношение ρ_V/ρ_L до 1000 °C.

Как следует из рис. 2, в сульфидной системе K_D для $AuHS^0$ и $Zn(HS)_2^0$ очень близки. Большая часть этих металлов обогащает жидкую фазу. В случае добавления в систему хлоридов $K_D(ZnCl_2^0)$ имеет гораздо более крутой наклон, следовательно, в пар относительно жидкости переходит еще меньше металла.

Коэффициенты распределения для отдельных комплексов не учитывают остальные комплексы, которые находятся в жидкости, а рассчитаны только для нейтральных частиц, которые переходят в паровую фазу. Расчёт (K_D(total) с учетом общей растворимости Au в жидкой фазе приводит к ещё более низкому коэффициенту распределения (золото сильно обогащает жидкость) из-за преобладания комплекса $Au(HS)_2^-$ в жидкости (рис. 3).

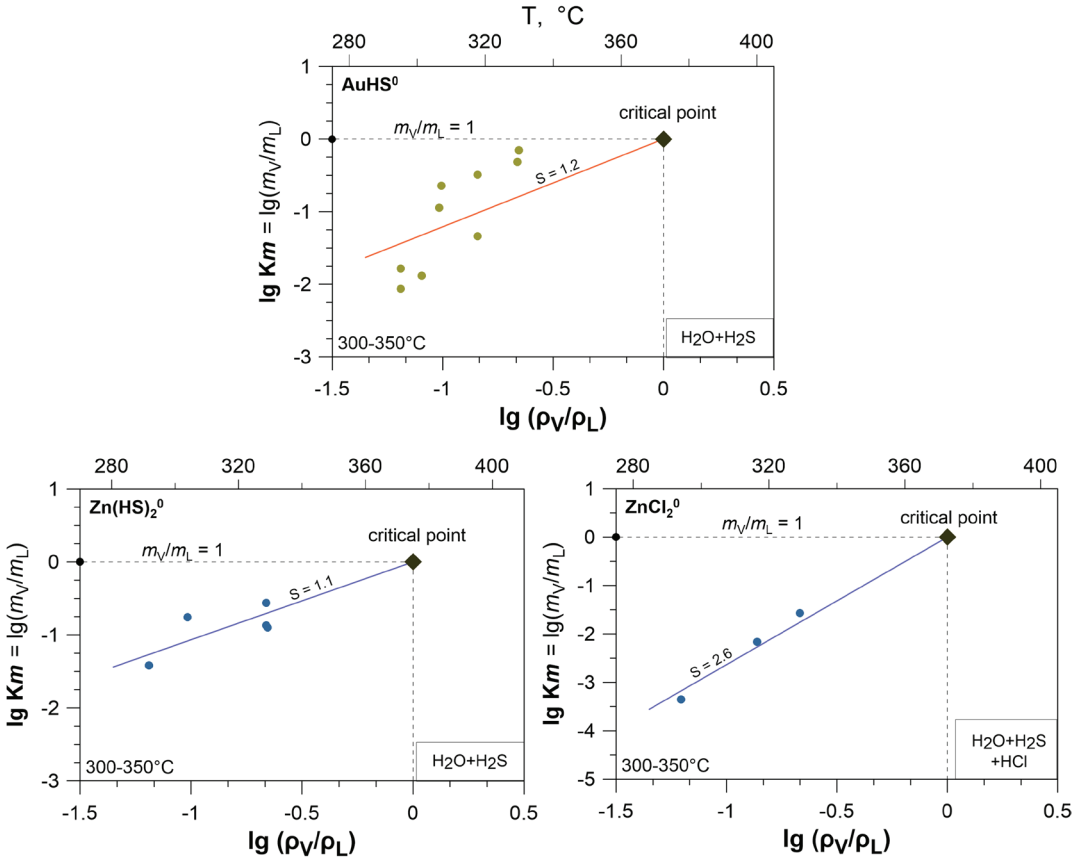


Рис. 1. Экспериментальные точки и аппроксимация $K_D(AuHS^0)$ (верхний график) и $K_D(Zn(HS)_2^0)$, $K_D(ZnCl_2^0)$ (нижние графики) в зависимости от соотношения плотностей паровой и жидкой фаз

Fig. 1. Experimental points and approximation of $K_D(AuHS^0)$ (upper graph) and $K_D(Zn(HS)_2^0)$, $K_D(ZnCl_2^0)$ (lower graphs) depending on the ratio of densities of vapor and liquid phases

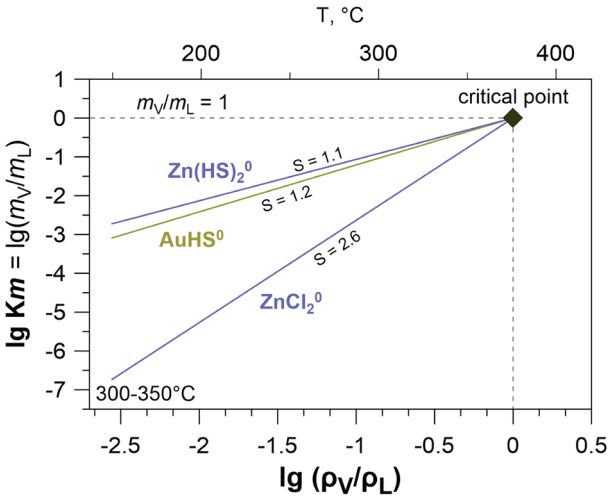


Рис. 2. Сравнение $K_D(AuHS^0)$, $K_D(Zn(HS)_2^0)$ и $K_D(ZnCl_2^0)$ в зависимости от соотношения плотностей паровой и жидкой фаз

Fig. 2. Comparison $K_D(AuHS^0)$ and $K_D(Zn(HS)_2^0)$, $K_D(ZnCl_2^0)$ depending on the ratio of densities of vapor and liquid phases

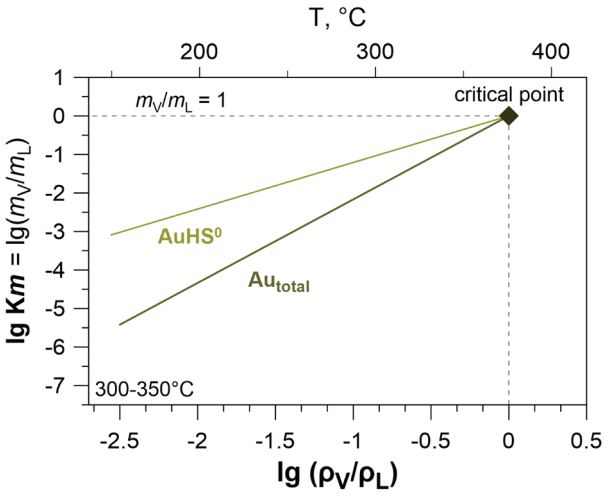


Рис. 3. Сравнение $K_D(AuHS^0)$ и $K_D(Au_{total})$ в зависимости от соотношения плотностей паровой и жидкой фаз

Fig. 3. Comparison $K_D(AuHS^0)$ and $K_D(Au_{total})$ depending on the ratio of densities of vapor and liquid phases

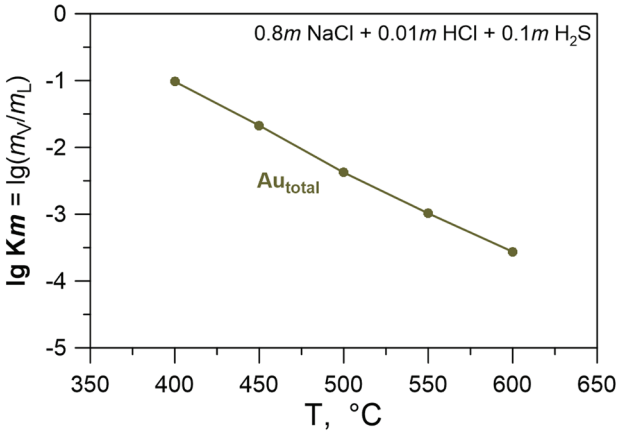


Рис. 4. $K_D(Au_{total})$ в зависимости от температуры при вскипании магматического флюида

Fig. 4. $K_D(Au_{total})$ depends on the temperature at the very beginning of the magmatic fluid boiling

Используя полученную зависимость lg $K_D(AuHS^0)$ – lg (ρ_V/ρ_L) были рассчитаны K_D для общего золота (Au_{total}) в системе 0.8*m* NaCl + 0.01*m* HCl + 0.1*m* H_2S (рис. 4). Такие концентрации веществ характерны для природных флюидов порфировых месторождений (Kouzmanov and Pokrovski, 2012). В этой системе в жидкой фазе основным комплексом золота является $AuCl_2^-$ (Tagirov et al., 2025). Давление отвечает равновесию жидкость-пар для концентрации NaCl 0.8*m* (Driesner, Heinrich, 2007). Из полученных K_D следует, что с ростом температуры в паровую фазу будет переходить все меньше золота относительно жидкой фазы, поскольку в ней увеличивается вклад $AuCl_2^-$ в общую концентрацию золота. Это значит, что пар, скорее всего, не может переносить значительного количества золота и не может служить источником металла для эпитермальных месторождений.

Таким образом, процессы метасоматических изменений и образования рудной минерализации на этих месторождениях могут быть разнесены во времени и связаны с разными источниками флюидов. Сульфидное оруденение является наложенным и образуется по метасоматитам, которые возникают ранее при взаимодействии флюидов магматического генезиса, не переносящих рудные компоненты. Золото (и, вероятно, серебро) привносятся в систему из вмещающих пород при участии плотных флюидов, вероятно, при подтоке метеорных вод. Такой механизм образования минерализации согласуется с последовательностью образования эпитермальных месторождений, установленной (Hedenquist et al., 1994)

Заключение

Проведены эксперименты по распределению золота и цинка между жидкостью и паром при температурах 300–350 °C в сульфидной системе. Рассчитаны коэффициенты распределения

между паровой и жидкой фазами (K_D) для $AuHS^0$, $Zn(HS)_2^0$, $ZnCl_2^0$, Au_{total} и Zn_{total} в зависимости от температуры и плотности фаз. Используемый метод позволяет рассчитывать коэффициенты распределения металлов для всех температур выше 150 °C. Проведена оценка изменения коэффициентов распределения металлов между жидкостью и паром в системе NaCl-HCl-H_2S-H_2O-Au-Zn. С ростом температуры коэффициент распределения значительно снижается, что свидетельствует о обогащении жидкой фазы металлом по сравнению с паровой фазой. По-видимому, пар может переносить лишь незначительное количество золота, поэтому не может являться источником рудной минерализации на эпитермальных месторождениях. Требуется иной источник вещества; возможно им могут послужить вмещающие породы, откуда золото может быть мобилизовано плотным флюидом при участии метеорных вод. В настоящее время экспериментальная работа продолжается с целью определить влияние содержания сероводорода и хлоридов на коэффициент распределения металлов. В результате работы будет получен набор значений термодинамических свойств комплексов золота и цинка, позволяющий на количественном уровне моделировать поведение металлов при кипении и их перенос малоплотными флюидами.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке РНФ (грант 23-17-00090).

Литература

1. Driesner T., Heinrich C. A. The system H_2O–NaCl. I. Correlation formulae for phase relations in temperature-pressure-composition space from 0 to 1000 °C, 0 to 5000 bar, and 0 to 1 X NaCl // Geochim. Cosmochim. Acta. 2007. V. 71. P. 4880–4901. https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.01.033.
2. Hedenquist J. W., Matsuhisa Yu., Izawa E., White N. C., Giggenbach W. F., Aoki M. Geology, Geochemistry, and Origin of High Sulfidation Cu-Au Mineralization in the Nansatsu District, Japan // Econ. Geol. 1994. V. 89. P. 1–30. 10.5382/GB.34.10.
3. Kouzmanov K., Pokrovski G. S. Hydrothermal Controls on Metal Distribution in Porphyry Cu (-Mo-Au) Systems // Economic Geology. 2012. Special Publication. V. 16. P. 573–618. http://dx.doi.org/10.5382/SP.16.22.
4. Mei Y., Etschmann B., Liu W., Sherman D. M., Testemale D., Brugger J. Speciation and thermodynamic properties of zinc in sulfur-rich hydrothermal fluids: Insights from ab initio molecular dynamics simulations and X-ray absorption spectroscopy // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2016. V. 179. P. 32–52. doi:10.1016/j.gca.2016.01.031.
5. Plyasunov A. V., Tagirov B. R., Malkovskaya M. N. Vapor-liquid distribution and Krichevskii parameters of hydroxides Si(IV), B, Ge(IV), As(III) and Sb(III) in water // Journal of Molecular Liquids. 2021. V. 342. Art. No. 117531.
6. Pokrovski G. S., Borisova A. Yu., Harrichoury J-C. The effect of sulfur on vapor – liquid fractionation of metals in hydrothermal systems // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 266. P. 345–362.
7. Shmulovich K. I., Landwehr D., Simon K., Heinrich W. Stable isotope fractionation between liquid and vapour in water–salt systems up to 600 °C // Chemical Geology. 1999. V. 157, No. 3–4. P. 343–354. 10.1016/s0009-2541(98)00202-2.
8. Tagirov B. R., Seward T. M. Hydrosulfide/sulfide complexes of zinc to 250 °C and the thermodynamic properties of sphalerite // Chemical Geology. 2010. V. 269, No. 3. P. 301–311. 10.1016/j.chemgeo.2009.10.005.
9. Tagirov B. R., Akinfiev N. N., Tarnopolskaia M. E., Nikolaeva I. Yu., Zlivko I. Yu., Volchenkova V. A., Koroleva L. A., Zotov A. V. Gold in sulfide fluids revisited // Geochim. Cosmochim. Acta. 2025. In press 10.1016/j.gca.2024.08.022.
10. Tagirov B. R., Trigub A. L., Filimonova O., Kvashnina K., Nickolsky M. S., Lafuerza S., Chareev D. A. Gold transport in hydrothermal chloride-bearing fluids: insights from in situ X-ray absorption spectroscopy and Ab initio molecular dynamics // ACS Earth and Space Chemistry. 2019. V. 3. P. 240–260. doi:10.1021/acsearthspacechem.8b00103.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 300–305

Поле напряжений Кольского региона с северо-восточным направлением максимального горизонтального сжатия

Бондарь И. В., **Маринин А. В.**
Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва, bond@ifz.ru

Аннотация. Данная работа посвящена изучению особенностей напряженно-деформированного состояния земной коры северо-восточной части Балтийского щита. Многочисленные работы предшественников по изучению тектонических напряжений земной коры Кольского региона различными тектонофизическими методами позволили выделить региональное поле напряжений с преобладанием сдвиговых обстановок с северо-западным направлением максимального сжатия. Авторами данной работы совместно с коллегами проводились многолетние полевые тектонофизические исследования Кольского региона. Благодаря комплексному применению метода катакластического анализа разрывных смещений Ребецкого Ю. Л., структурно-парагенетического метода Расцветаева Л. М., структурно-геоморфологического метода Сим Л. А., удалось подтвердить наличие поля напряжений северо-западного сжатия. Помимо этого, авторами выделено другое региональное поле напряжений, развитое повсеместно на всей территории Кольского региона – поле напряжений северо-восточного сжатия, связанное, по-видимому, с развитием Восточно-Баренцевоморского рифта, который развивается вглубь восточной части Балтийского щита, образуя Хибино-Контозерскую зону растяжения северо-восточного простирания.

Ключевые слова: Поле напряжений, зеркало скольжения, оси главных напряжений, локальные напряжения, региональные напряжения, Кольский полуостров.

North-Eastern compression stress field of the Kola region

Bondar I. V., **Marinin A. V.**
Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, bond@ifz.ru

Abstract. This work is devoted to the study of the features of the stress-strain state of the Earth's crust in the NE part of the Baltic Shield. Numerous works of his predecessors on studying the stresses of the Earth's crust in the Kola region by various tectonophysical methods allowed us to identify the regional shear stress field of the NW compression. The authors of this work, together with colleagues, conducted long-term field tectonophysical studies of the Kola region. Thanks to the complex application of the method of cataclastic analysis of discontinuous displacements by Rebetsky Yu. L., the structural-paragenetic method by Rastsvetaev L. M., and the structural-geomorphological method by Sim L. A., it was possible to confirm the presence of a stress field of NW compression. In addition, the authors identified another regional stress field that is developed throughout the entire territory of the Kola region – the NE compression stress field, which is probably associated with the development of the East Barents Sea Rift, which develops deep into the eastern part of the Baltic Shield, forming the Khibiny-Kontozero extension zone of the NE strike.

Keywords: Stress field, slickensides, major stress axes, local stress, regional stress, Kola Peninsula.

Введение

При проектировании опорных геодезических сетей и создании крупных долговременных сооружений – портов, каналов, тоннелей, ГЭС, АЭС должны учитываться закономерности поля тектонических напряжений, определяемые с помощью инструментальных наблюдений и их тектонофизической интерпретации.

Тектонофизические исследования северо-востока Балтийского щита начались во второй половине XX в. с работ Гущенко О. И. (1979), в которых с помощью метода кинематического анализа структур разрушения проведена реконструкция полей тектонических напряжений в пределах Хибинского массива. В дальнейшем был проведен ряд тектонофизических работ на локальных участках северо-восточной части Балтийского щита (Николаев, 1992; Сим, 2000; Агибалов и др., 2016; Жиров и др., 2018). Площадные работы проводились В. И. Бабаком, Ф. Г. Касаткиной и Л. А. Сим (1981), для различных районов Кольского региона получены сходные кинематические стерео-

граммы трещинных структур, которые сформировались в условиях сдвигового поля напряжений: ось максимального сжатия субгоризонтальная, простирание от запад-северо-западного до субширотного, ось максимального растяжения тоже субгоризонтальная, простирание северо-северо-восточное, промежуточная ось – субвертикальная. В результате обобщения было выделено региональное сдвиговое поле напряжения северо-западного сжатия, фиксируемое на всей территории Кольского региона (Сим и др., 2011). Совместное применение метода катакластического анализа разрывных смещений Ребецкого Ю. Л. и структурно-парагенетического метода Расцветаева Л. М. позволили выявить другое, более проявленное региональное поле напряжения.

Методика исследования и исходные данные

В основу работы положены данные полевых исследований 2010–2024 гг. в виде замеров пространственной ориентировки геологических индикаторов деформаций – зеркал скольжения, отрывов, жил, зарисовок структур и прочих полевых наблюдений (рис. 1). Полевые работы проводились на южном и северном побережье Белого моря, в Лувеньгских тундрах, изучены обнажения вдоль системы озер Имандра и в окрестностях г. Мурманска, а также интрузивные массивы – Хибинский, Ловозерский, Мончегорский, Африканда. Полевые данные были обработаны с помощью комплекса тектонофизических методов.

Метод катакластического анализа (Ребецкий и др., 2017) применялся для реконструкции положения осей главных напряжений. Данный метод позволяет определить количественные характеристики реконструируемых локальных стресс-состояний (азимут и угол погружения осей максимального сжатия, растяжения и промежуточной). Для расчета использовалась программа STRESSgeol, разработанная в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН.

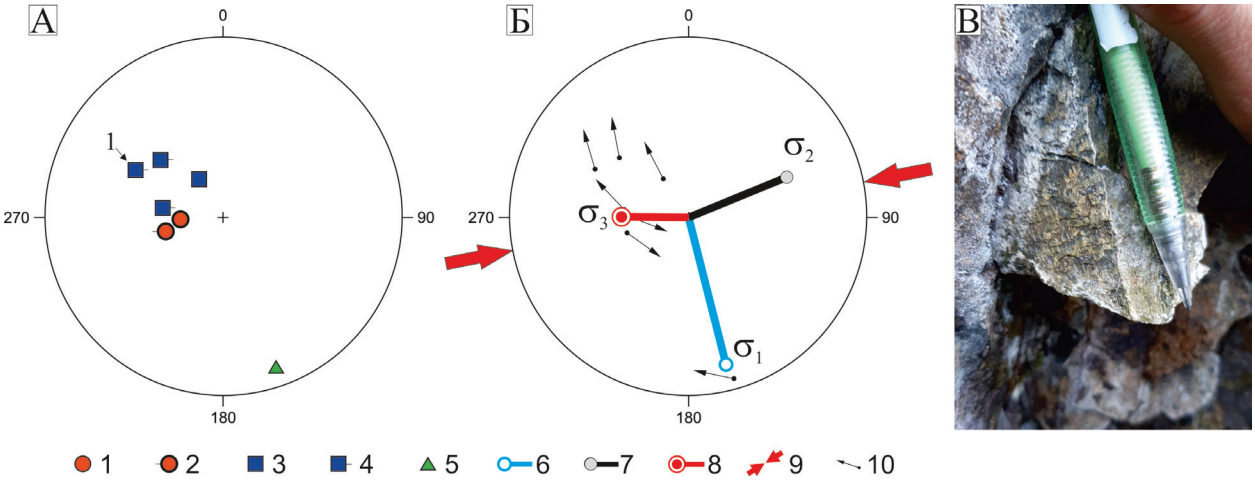


Рис. 1. Пример реконструкции осей главных напряжений. Стереограммы (проекция на верхнюю полусферу), показывающие полюса плоскостей тектонических трещин разного типа (А) и положение осей главных напряжений, определенных методом катакластического анализа разрывных нарушений (Б): 1–5 – полюсы тектонических структур: 1 – взбросы, 2 – левые сдвиго-взбросы, 3 – сбросы, 4 – правые сдвиго-сбросы, 5 – правые сдвиги; 6–8 – оси главных нормальных напряжений: 6 – минимальных, 7 – промежуточных, 8 – максимальных сжимающих; 9 – направление максимального горизонтального сжатия; 10 – направление перемещения висячего блока в полюсах трещин (зеркал скольжения). На фото (В) – сбросовое зеркало скольжения с право-сдвиговой составляющий (полюс плоскости зеркала скольжения показан цифрой 1 стереограмме А)

Fig. 1. An example of reconstruction of the axes of the main stresses. Stereograms (projection of the upper hemisphere) showing the poles of the planes of tectonic fractures of various types (A) and the position of the axes of the main stresses determined by the method of cataclastic analysis of discontinuous faults (Б): 1–5 – poles of tectonic structures: 1 – reverse fault, 2 – left reverse fault, 3 – normal faults, 4 – right normal faults, 5 – right strike-slips; 6–8 – axes of the main normal stresses: 6 – minimum, 7 – intermediate, 8 – maximum compressive; 9 – direction of maximum horizontal compression; 10 – direction of movement of the hanging block in the poles of joints (slickensides). In the photo (B) there is a slickensides with right normal faults component (the pole of the plane of the slickensides is shown by the number 1 in stereograms A)

Структурно-парагенетический метод применялся для анализа систем тектонической трещиноватости разных кинематических типов и их объединения в устойчивые структурные ассоциации (парагенезы) (Расцветаев, 1987). Малые разрывные нарушения, зеркала скольжения, отрывы, жилы и другие используемые в данном методе геологические стресс-индикаторы несут информацию об одном или разных этапах деформирования в зависимости от их соотношений.

В некоторых случаях применялся структурно-геоморфологический метод (Сим, 1991), с помощью которого определялась кинематика некоторых разломов, а также ориентировки осей главных напряжений в зоне их геодинамического влияния.

Результаты исследования и обсуждение

В результате реконструкции получено 120 локальных стресс-состояний с характеристиками напряженно-деформированного состояния в каждой конкретной точке наблюдения, в частности получены ориентировки осей главных напряжений и направление максимального горизонтального сжатия. Ориентировки максимального горизонтального сжатия были вынесены на тектоническую схему Кольского региона (рис. 2) (Козлов и др., 2006; Чащин, Митрофанов, 2014). Розы-диаграммы ориентировок максимального горизонтального сжатия показывают наличие в пределах каждой крупной тектонической структуры как минимум двух основных направлений. В пределах Центрально-Кольского мегаблока преобладает субширотное и северо-восточное направления максимального горизонтального сжатия, Лапландско-Беломорский подвижный пояс характеризуется северо-западным и северо-восточным сжатием. В пределах Колвицкой гранулитовой зоны чет-

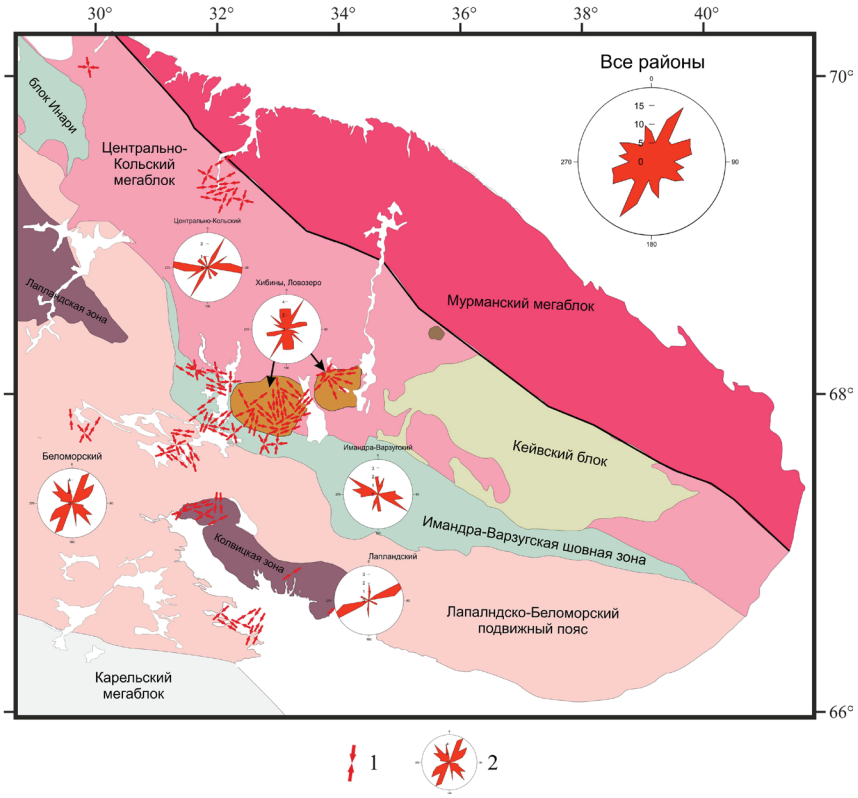


Рис. 2. Направления максимального горизонтального сжатия. Тектоническая схема (Козлов и др., 2006; Чащин, Митрофанов, 2014), с изменениями. На розах-диаграммах показаны преимущественные направления для разных структур и зон Кольского региона. В верхней части показана общая диаграмма по всем, полученным авторами данной работы, определениям. 1 – Направление максимального горизонтального сжатия; 2 – розы-диаграммы преимущественного направления максимального горизонтального сжатия

Fig. 2. Directions of maximum horizontal compression. The rose diagrams show the predominant directions in different tectonic blocks (zones) of the Kola Peninsula. The upper part shows the total for all the definitions made. 1 – The direction of maximum horizontal compression; 2 – roses-diagrams of the preferred direction of maximum horizontal compression

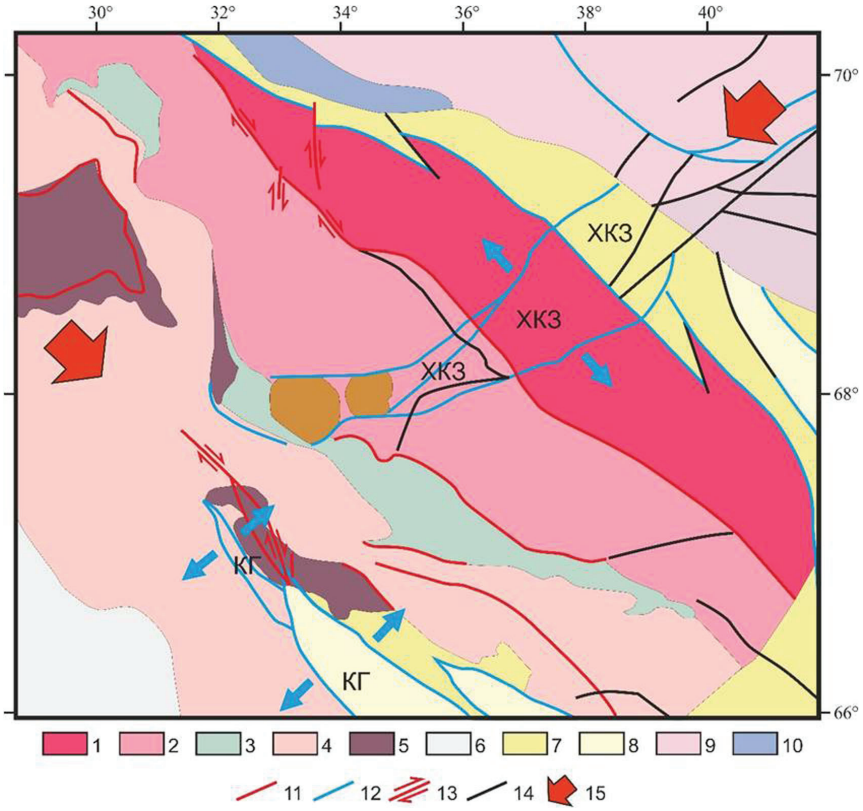


Рис. 3. Геодинамическая схема восточной части Балтийского щита. Составлена по результатам проведенных исследований, с использованием данных (Балуев, Терехов, 2010): 1–5 – тектонические провинции Кольского полуострова: 1 – Мурманский геоблок, 2 – Центрально-Кольский геоблок, 3 – Имандра-Варзугская шовная зона, 4 – Лапландско-Беломорский подвижный пояс, 5 – Лапландская и Колвицкая гранулитовые области; 6 – Карельский геоблок; 7 – плитная часть платформы; 8 – грабены палеорифтовой системы Белого моря; 9 – Тимано-Печорская плита; 10 – Свальбардская плита; 11–14 – разрывные нарушения: 11 – взбросы, 12 – сбросы, 13 – правые сдвиги, 14 – разломы с неопределенной кинематикой; 15 – направление сжатия регионального поля напряжения. КГ – Кандалакшский грабен, ХКЗ – Хибино-Контозерская зона растяжения

Fig. 3. The geodynamic scheme of the eastern part of the Baltic Shield, compiled based on the results of this work: 1–5 – tectonic provinces of the Kola Peninsula: 1 – Murmansk geoblock, 2 – Central Kola geoblock, 3 – Imandra-Varzug seam zone, 4 – Lapland-Belomorian mobile belt, 5 – Lapland and Kolvitskaya granulite regions; 6 – Karelian geoblock; 7 – plate part of the platform; 8 – grabens of the paleorift system of the White seas; 9 – Timan-Pechora plate; 10 – Svalbard plate; 11–14 – discontinuous faults: 11 – overflows, 12 – overflows, 13 – right shifts, 14 – faults with uncertain kinematics; 15 – direction of compression of the regional stress field. КГ – Kandalaksha graben, ХКЗ – Khibino-Kontozerskaya extension zone

ко проявлено северо-восточное сжатие, в Имандра-Варзугской шовной зоне (Мончегорский массив отнесен сюда же) наоборот, наиболее выражено северо-западное сжатие с подчиненным значением субмеридионального. В Хибинском и Ловозерском массивах проявлены различные направления максимального горизонтального сжатия, что связано с особенностями распределения напряжений кольцевых интрузивных массивов (Управление…, 1996; Жиров и др., 2018; Бондарь и др., 2023). На розе-диаграмме всех локальных стресс-состояний существенно преобладают ориентировки максимального горизонтального сжатия в северо-восточном направлении с небольшими вариациями. Северо-западная ориентировка максимального горизонтального сжатия выражена меньше. Таким образом, авторами данной работы, зафиксировано поле напряжений северо-западного сжатия, выделенное в работах предшественников, несмотря на разные методики и подходы. Это поле напряжений связывают с двумя крупными тектонически активными структурами – спредингом Срединно-Атлантического хребта на северо-запад от Фенноскандии (Бабак и др., 1981; Сим, 2000) и формированием Кандалакшского грабена, развивающегося вглубь Балтийского щита (Колодяжный, 2007; Латеральные…, 2013; Демахин, 2020).

Однако, по результатам данной работы более проявленным оказалось региональное поле напряжений с северо-восточной ориентировкой максимального сжатия. Возможно, оно связано с ограничивающей Восточно-Европейскую платформу с северо-востока Тимано-Варангерской зоной, проявляющей свою активность на протяжении палеозоя и мезозоя. К северо-западу она трассируется на зону, разделяющую Срединно-Атлантический хребет и хребет Гаккеля.

Но более вероятно, что северо-восточное направление максимального горизонтального сжатия в Кольском регионе связано с развитием Восточно-Баренцевского трога. Он расположен в пределах Баренцевоморской плиты и имеет субмеридиональное простирание Эта рифтогенная структура заложилась в верхнем девоне и испытывает прогибание фактически до настоящего времени, накопив 18–20-километровый слой осадков (Балуев, Терехов, 2010). В Кольском регионе отмечаются следы вероятной пропагации рифта в сторону Балтийского щита, продолжение которого проявляется в виде Хибино-Контозерской разломной зоны с признаками растяжения. То есть крупная зона со структурами растяжения северо-восточного простирания, очевидно, может развиваться в поле напряжений с ориентировкой оси максимального горизонтального сжатия примерно вдоль оси зоны растяжения, то есть в направлении юго-запад – северо-восток (рис. 3).

Выводы

1. В пределах Кольского региона преобладают два основных направления максимального горизонтального сжатия – северо-восточное и северо-западное.

2. Поле напряжений северо-западного сжатия проявляется на всей территории исследования. Это направление согласуется с ориентировкой крупных тектонических структур – ортогонально оси Срединно-Атлантического спредингового хребта и континентальной окраине на северо-западе от Фенноскандии, а также совпадает с направлением развития Кандалакшского грабена (вглубь Балтийского щита).

3. Выявлено региональное поле напряжений с северо-восточной ориентировкой максимального сжатия, которое может быть связано с ограничивающей Восточно-Европейскую платформу с северо-востока Тимано-Варангерской зоной, проявляющей свою активность на протяжении палеозоя и мезозоя, либо с пропагацией Восточно-Баренцевского трога, в виде Хибино-Контозерской зоны, вглубь восточной части Балтийского щита с северо-востока на юго-запад.

Благодарности

Авторы выражают благодарность коллегам Л. А. Сим, Д. В. Жирову, Ю. Л. Ребецкому, Н. А. Гордееву, А. Б. Молчанову, П. А. Каменеву за предоставленные материалы и программное обеспечение.

Исследования выполнены при поддержке Госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. Агибалов А. О., Зайцев В. А., Сенцов А. А. Влияние геологического строения и современного напряженного состояния на рельеф полуостровов Рыбачий и Средний (Кольский полуостров) // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2016. Т. 91, № 4–5. С. 97–102.
2. Бабак В. И., Сим Л. А., Касаткин Ф. Г. Вариации тектонического поля напряжений восточной части Балтийского щита // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, № 1. С. 150.
3. Балуев А. С., Терехов Е. Н. Хибино-Контозерская тектоническая зона – структура пропагации Восточно-Баренцевского рифтогенного трога // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Матер. XLIII Тектонического совещания. Т. 1. М. Изд-во: ГЕОС, 2010. С. 33–37.
4. Бондарь И. В., Маринин А. В., Сим Л. А. Кинематика малых дизъюнктивов и тектонические напряжения южной части Хибинского массива (Кольский полуостров) // Горная промышленность. 2023. № S1. С. 116–121. https://doi.org/10.30686/1609-9192-2023-S1-116-121.
5. Гордеев Н. А., Молчанов А. Б. Автоматизация структурно-геоморфологического метода реконструкции сдвиговых неотектонических напряжений Л. А. Сим // Геоинформатика. 2019. № 2. С. 25–33.
6. Гущенко О. И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М. Изд-во: Наука. 1979. С. 7–25.

7. Демахин А. Ю. Исследование структуры и сейсмичности приповерхностной зоны земной коры участков Беломорской сейсмогенной зоны на Кольском полуострове // Вестник МГТУ. 2020. Т. 23, № 1. С. 5–12. https://doi.org/10.21443/1560-9278-2020-23-1-5-12.
8. Жиров Д. В., Маринин А. В., Жирова А. М., Сим Л. А. Неотектоника южной части Хибинского массива: результаты комплексной интерпретации противоречивых явлений // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. Апатиты. 2018. 140–143 с. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.033.
9. Козлов Н. Е. Сорохтин Н. О., Глазнев В. Н., Козлова Н. Е., Иванов А. А., Кудряшов Н. М., Мартынов Е. В., Тюремнов В. А., Матюшкин А. В., Осипенко Л. Г. Геология архея Балтийского щита. СПб. Изд-во: Наука, 2006. 345 с.
10. Колодяжный С. Ю. Структурно-кинематические особенности эволюции центральной части Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 3. С. 46–68.
11. Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли / Отв. ред. М. Г. Леонов. М. Изд-во: ГЕОС. 2013. 318 с.
12. Николаев П. Н. Методика тектоно-динамического анализа. М. Изд-во: Недра. 1992. 295 с.
13. Пожиленко В. И., Гавриленко Б. В., Жиров Д. В., Жабин С. В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2002. 359 с.
14. Расцветаев Л. М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М. Изд-во: ГИН АН СССР, 1987. С. 173–235.
15. Ребецкий Ю. Л., Сим Л. А., Маринин А. В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжения // Методы и алгоритмы. М. Изд-во: ГЕОС, 2017. 225 с.
16. Сим Л. А., Жиров Д. В., Маринин А. В. Реконструкция напряженно-деформированного состояния восточной части Балтийского щита // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2, № 3. С. 219–243. https://doi.org/10.5800/GT2011230044.
17. Сим Л. А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991. № 10. С. 3–22.
18. Сим Л. А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // М. В. Гзовский и развитие тектонофизики. М. Изд-во: Наука, 2000. С. 326–350.
19. Управление горным давлением в тектонически напряженных массивах / А. А. Козырев, В. И. Панин, В. И. Иванов, С. Н. Савченко и др. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН, 1996. Ч. 1. 159 с., Ч. 2. 162 с.
20. Чащин В. В., Митрофанов Ф. П. Палеопротерозойская Имандра-Варзугская рифтогенная структура (Кольский полуостров): интрузивный магматизм и минерагения // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, № 1. С. 231–256.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 306–330

Защита природных ресурсов Русского Севера в средние века

Лобанов К. В., **Чичеров М. В.**
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), Москва, lobanov@igem.ru

Аннотация. Русское государство начало формироваться в IX веке в Приладожье со столицей в Новгороде на торговом пути из балтийского региона в Византию. Новгородцы активно осваивали территории не только вокруг Финского залива и Ладожского озера, но и дальше на север и восток. На этих территориях активно добывалась соль и болотное железо. Но самым ценным ресурсом в те времена была пушнина, которая была основным экспортным товаром, позволявшим закупать необходимые товары за границей. С самого начала своего существования Русское государство столкнулось с необходимостью защиты своей территории от агрессии с Запада. С XI в. эти нападения приняли форму крестовых походов, поддержанных католической церковью, стремившейся распространить свое влияние дальше на восток. При этом новгородцы не только оборонялись, но и наносили успешные ответные удары. Огромную роль в отражении агрессии с Запада сыграл выдающийся военный и политический деятель древней Руси – князь Александр Невский, сумевший наладить отношения с Ордой и затем в нескольких сражениях разгромивший немецких и шведских рыцарей, сохранив Русское государство. Во второй половине XV в. Московское княжество под руководством Ивана III присоединило владения Великого Новгорода. Было создано огромное единое Русское государство. На новых территориях был развернут поиск новых полезных ископаемых, в первую очередь серебряных и медных руд. В многочисленных последующих войнах русским людям приходилось отстаивать свои земли от иностранных захватчиков. Во время событий русской Смуты 1605–1612 гг. Польша и Швеция пытались отторгнуть западные русские земли, а англичане вынашивали планы захвата северных территорий и установления контроля над волжским торговым путем в Персию.

Ключевые слова: Древнее Русское государство, Ладога, Рюрик, северные крестовые походы, Александр Невский, Иван III, первая русская рудоискательная экспедиция, северный морской путь.

Protection of the natural resources of the Russian North in the middle ages

Lobanov K. V., **Chicherov M. V.**
Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, lobanov@igem.ru

Abstract. The Russian state began to form in the 9th century in Ladoga region with its capital in Novgorod on the trade route from the Baltic region to Byzantium. The Novgorodians actively developed territories not only around the Gulf of Finland and Lake Ladoga, but also further north and east. Salt and marsh iron were actively mined in these areas. But the most valuable resource in those days was furs, which were the main export commodity that allowed the purchase of necessary goods abroad. From the very beginning of its existence, the Russian state was faced with the need to protect its territory from aggression from the West. Since the 11 th century, these attacks took the form of crusades, supported by the Catholic Church, which sought to spread its influence further east. At the same time, the Novgorodians not only defended themselves, but also launched successful retaliatory strikes. An outstanding military and political figure of ancient Russia, Prince Alexander Nevsky, played a huge role in repelling aggression from the West. He managed to establish relations with the Horde and then defeated the German and Swedish knights in several battles, preserving the Russian state. In the second half of the XV century, the Moscow Principality under the leadership of Ivan III annexed the possessions of Veliky Novgorod. A huge unified Russian state was created. The search for new minerals, primarily silver and copper ores, was launched in the new territories. In numerous subsequent wars, the Russian people had to defend their lands from foreign invaders. During the events of the Russian Troubles of 1605–1612. Poland and Sweden tried to alienate western Russian lands, and the British hatched plans to seize the northern territories and establish control over the Volga trade route to Persia.

Keywords: Ancient Russian state, Ladoga, Rurik, the Northern Crusades, Alexander Nevsky, Ivan III, the first Russian mining expedition, the Northern Sea Route.

Создание Русского государства

Начало формирования Русского государства в Приладожье в IX в. было связано с торговлей по «пути из варяг в греки», через который товары из балтийского региона по речным путям перевозились в Византию и обратно. Из Скандинавии вывозили железо-сырец, моржовую кость, изделия из китовой кожи, оружие: из Византии – вина, пряности, ювелирные стеклянные изделия, дорогие ткани, иконы, книги; из Прибалтики– янтарь; из Северной Руси – «мягкое золото» (меха соболей, куниц, выдр, бобров и др.), льняные ткани, лес, мёд, воск, кованую и керамическую утварь, оружие, кожи, смолу; из Южной Руси – хлеб, ремесленные и художественные изделия, и т. д. Другим важным товаром были рабы: дети и молодые люди, забранные викингами на землях покорённых славянских племён для продажи на рынках Константинополя.

Рис. 1. Ладога – первая столица Русского государства: а – остатки крепости варягов; б – герб Рюрика; в – памятник Рюрику и Вещему Олегу в Старой Ладоге

Fig. 1. Ladoga, the first capital of the Russian state: a – the remains of the Varangian fortress; б – coat of arms of Rurik; в – monument to Rurik and Prophetic Oleg in Staraya Ladoga

Начало этого пути в районе южной оконечности Ладожского озера контролировала крепость Ладога – фактически первая столица Руси и один из ее древнейших городов (Кузьмин, 2008) (рис. 1).

О древней Ладоге сообщают летописи (753 г.) и скандинавские саги (997 г.). Именно в 997 г. норвежский ярл Эйрик разрушил Альдейгьюборг, как называли Ладогу скандинавы. Жизнь сюда вернулась в 1114 г., когда новгородцы заложили на месте древнего поселения на берегу реки Волхов новую крепость.

В 862–865 гг. в Ладоге княжил Рюрик, которого пригласил перед своей кончиной Гостомысл – князь ильменских словен (Азбелев, 2010) (рис. 2 а). Не имея возможности передать власть сыновьям, которые погибли в сражениях, он, чтобы соблюсти династическую преемственность, пригласил в Новгород на княжение своего внука Рюрика, сына дочери Умилы, которая была замужем за ободритским князем Годолюбом с острова Рюген. Именно этим и объясняется появление Рюрика

Рис. 2. а – Кончина князя Гостомысла, 860 г. (худ. Б. Чориков); б – Рюрик и его братья Трувор и Синеус, (худ. И. Глазунов); в – князь Рюрик Новгородский

Fig. 2. a – The death of Prince Gostomysl in 860 (art. B. Chorikov); б – Rurik and his brothers Truvor and Sineus, (art. I. Glazunov); в – Prince Rurik of Novgorod

с братьями Трувором и Синеусом как наследников князя Гостомысла в новгородских землях (рис. 2 б). С войнами дружины пришел и их родственник Вещий Олег.

Исследованиями, проведенными в последние годы в России и США, было установлено, что по ДНК Рюриковичи – носители гаплогруппы R1a, славяне, либо носители южнобалтийской, славянской ветви. Учитывая, что в IX в. на южном побережье Балтийского моря жило много славян, первых Рюриковичей можно считать славянами, а не скандинавами или варягами (Клесов, 2013).

Борьба между новгородцами и шведами за эти земли шла постоянно. С XI в. нападения с запада стали приобретать форму крестовых походов, в ходе которых западноевропейские агрессоры стремились не только захватить и ограбить, но и обратить в католичество местное население как языческое, так и православное. Причем, те, кто не желал принимать новую веру, зачастую безжалостно уничтожались.

Один из первых крестовых походов на Ладогу был предпринят 23 мая в 1164 г. Шведы на 55 шнеках подошли к Ладожской крепости. Шведская рать насчитывала около 5000 человек. Ладожане сожгли посад и затворились в крепости, а в Новгород послали гонцов. Они выдержали приступ и нанесли противнику значительный урон, а затем, в результате вылазки из крепости, заставили шведов погрузиться в шнеки и отойти к реке Вороньей. Новгородская дружина во главе с князем Святославом Ростиславовичем и отряд ладожан 28 мая вновь атаковали шведов. Шведы оказались между двух отрядов – с земли на них обрушились ладожане, а с воды – новгородцы, пришедшие более чем на 200 ладьях и лодках (рис. 3).

Рис. 3. Сражение новгородцев со шведами у крепости Ладога в 1164 г., (худ. Н. Кочергин)
Fig. 3. The battle of the Novgorodians with the Swedes at the fortress of Ladoga in 1164, (art. N. Kochergin)

Разгром шведского войска был полным. Шведы потеряли в бою 43 шнека из 55, большинство шведских воинов погибло. Удар русских был неожиданным для шведов, которые большей частью находились на берегу. В честь этой победы на территории крепости была возведена церковь Святого Георгия. Этот уникальный по красоте памятник XII в. – единственный на всем северо-западе России – символ многовекового величия Ладоги. Внутри памятника сохранились фрески. Здесь можно увидеть святого Георгия верхом на коне (Полное собрание…, 2000; Шкваров, 2012).

Однако славяне не только оборонялись, но и наносили ответные удары. Одним из таких успешных походов против шведов стало нападение на город Сигтуну (рис. 4).

Католический город Сигтуна был столицей Швеции. Его обильные доходы помогали шведской короне в борьбе с язычниками и экспансии на Восток. Сигтуна был конкурентом Новгорода в Балтийском море. Контроль над Балтикой – вот истинная цель новгородского военного похода, а также ответ за нападение на Ладогу. В самой военной операции остается много тайн. Город Сигтуна был очень хорошо защищен, он находился в 60 км от Балтийского моря. Северную сторону го-

Рис. 4. а – Сигтунский поход новгородцев 1187 г. (худ. Н. Кочергин); б – ворота главного храма Сигтуны; в – Софийский собор в Новгороде с воротами из Сигтуны

Fig. 4. а – Sigtun campaign of the Novgorodians in 1187 (art. N.Kochergin); б – gates of the main temple of Sigtuna; в – St. Sophia Cathedral in Novgorod with gates from Sigtuna

рода охраняли топи непроходимых болот, с востока – два мощных форта. От морского вторжения город охранялся запираемой цепью гавань (Шаскольский, 1978).

Союзниками русских воинов были карелы. Новгородцы 14 июля 1187 г. на десятках кораблей напали на Сигтуну, разбили охранявший город флот, высадили морской десант, сумевший прорваться внутрь города и уничтожить яростно сопротивлявшихся шведов.

Операция была проведена молниеносно и блестяще, что говорит о её тщательной подготовке и великолепно поставленной разведке. Сигтуна был полностью разграблен и сожжён. Ворота главного храма города были сняты новгородцами, увезены в качестве трофея и установлены в Софийском соборе в Новгороде. Его былое величие больше никогда не возродилось. Столицей Швеции стал Стокгольм, основанный в 40 км от Сигтуны.

Освоение новгородцами природных ресурсов Севера в XI–XV веках

Помимо территорий вокруг Финского залива и Приладожья новгородцы активно осваивали земли на севере и востоке. Первые поселения на Русском Севере возникли в середине XI в. в районах реки Северная Двина и Онежской губы. Морские плавания новгородцев на запад и восток от Северной Двины соединили участки Белого и Баренцева морей, называвшихся тогда Студеным морем (рис. 5).

В начале русской колонизации этот край назывался Заволочьем, а с XVI в. за ним утвердилось название Поморье. В течение XII–XIII вв. за эти земли шла яростная борьба новгородцев и Ростово-Суздальского княжества. Постепенно поселения превратились в города на всех торговых путях. Новгородцы вытеснили варягов из бассейна Белого моря.

Начало морским походам от Северной Двины на восток было положено плаванием новгородцев к Железным (Карским) воротам в 1032 г. (Новгородская Софийская…, 1851). Первые связи Руси с Уралом и Зауральем относятся к VII–VIII вв. Эти земли назывались Югра, а в XII веке новгородцы наложили на нее дань. К началу XVI в. вдоль морских берегов был проложен морской путь, связавший между собой устья рек: Колы, Онеги, Северной Двины, Печоры и Оби (Белов, 1956).

Центром Новгородского Заволочья с XII в. стали Холмогоры (1138). Основным занятием населения являлись рыбные, зверобойные, соляные промыслы, а также добыча болотных железных руд, речного жемчуга и слюды мусковита.

На Руси сырьем для производства железа служили озерные и болотные руды (рис. 6). Для плавки железа применялся древесный уголь, полученный из березы. У бедных железом болотных руд есть преимущество – металл из них выплавляется при 400 °С, а при 700–800 °С можно получить приемлемого качества железо. В домницах получали кричное железо. Раскаленную «крицу» – рыхлую железную массу, наполненную шлаком, проковывали молотами для уплотнения и удаления примесей.

В XIII–XV веках Новгородские земли были основными центрами железорудных промыслов на Руси. Пуд русского железа стоил 60 коп. По качеству это железо уступало импортному,

Рис. 5. Освоение новгородцами природных ресурсов Русского севера
Fig. 5. The development of the natural resources of the Russian North by the Novgorodians

и его производство не могло удовлетворить все потребности. Поэтому Новгород был вынужден покупать дополнительное железо из Германии и Швеции. Пуд шведского железа стоил гораздо дороже – 1 рубль 30 коп., а железной проволоки до 3 рублей. Во время политических обострений торговый союз Ганзы прекращал продажу металлов новгородцам. Так 12 февраля 1422 г. решение «прекратить продажу меди, олова и других металлов, из которых изготовляется оружие» (Хорошкевич, 1963).

Другим важнейшим ресурсом была соль. Значение добычи соли, как единственного консерванта в то время, трудно переоценить. Первые свидетельства о добыче соли на Севере относятся к XII в. Первоначально соль добывалась в основном из морской воды. В мелководных бухтах соль выпаривалась под воздействием солнца. Зимой соль добывали вымораживанием.

С появлением железа соль стали выпаривать на железных сковородах в специальных варницах, где устраивалась печь, с домиком над ней (рис. 7). На печи располагали специальные железные сковороды – црены, в которые заливался рассол из морской воды (Очерки русской…, 1969).

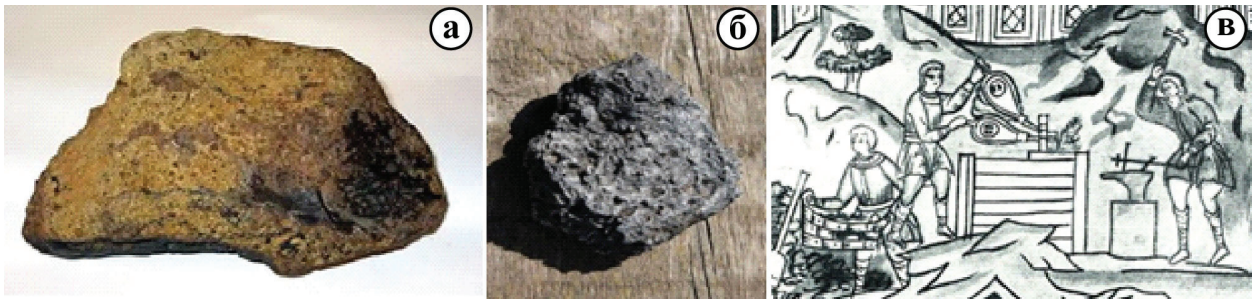


Рис. 6. а – Получение железа из болотных руд: болотная руда; б – крица; в – процесс получения железа из болотной руды, слева видна домница, где происходит плавка железа

Fig. 6. a – Extraction iron from marsh ores: marsh ore; б – quartz; в – the process of obtaining iron from marsh ore, on the left is a furnace where iron is smelted

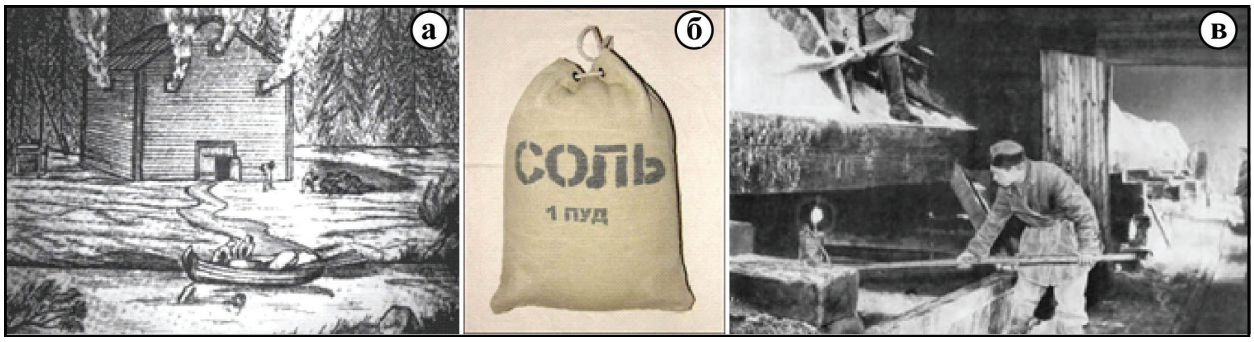


Рис. 7. а – Получение соли – слеварня; б – стоимость пуда соли 1 рубль 2 алтына и 1 м^3 дров; в – процесс варки соли на цренах

Fig. 7. а – Salt production – solevarnya; б – the cost of a pound of salt is 1 ruble 2 altyn and 1 m^3 of firewood; в – the process of cooking salt on the rolls

Основными районами солеварения было беломорское побережье. До 50 % всей соли вываривалось в Неноксе, где крепость соляных растворов была значительно выше. Солеварением активно занимались монастыри, для которых этот промысел был одним из основных источников дохода. Например, Соловецкий монастырь производил в год 100–140 тыс. пудов соли, стоимостью более 100 тыс. рублей. Всего на Севере в XV в. добывалось в год до 700 тыс. пудов соли.

Одним из важнейших промыслов древних славян, приносивший наибольший доход во внешней торговле, был пушной промысел (рис. 8). С глубокой древности, обитавшие на землях центральной и северной части Русской равнины народы занимались добычей пушного зверя и поставляли меха в страны южной Европы. Меха были неотъемлемой частью торговли славянских народов с Византией, которая осуществлялась по торговому пути «из варяг в греки».

Большую роль меха играли и в торговле древних русских княжеств (Киева, Новгорода и др.), являясь основой их процветания. Торговым конкурентом Новгорода долгое время был волжский город Булгар, откуда по реке тоже вывозились меха: куньи, собольи, беличьи, горностаевые, лисьи, бобровые, заячьи.

Необходимо сказать о том месте, которое занимала пушнина во внешней торговле русского государства в XIV–XV вв. По сути, только пушнина и воск являлись значимыми статьями экспорта из русских земель. Остальные товары сильно уступали им как по физическим объемам, так и по стоимости. Ввозилась же большая номенклатура товаров, практически не производившихся на русских землях. В первую очередь это были различные металлы, особенно цветные и драгоценные, добыча которых на Руси в то время полностью отсутствовала (Хорошкевич, 1963).

Стоили импортные металлы дорого: если русское железо стоило 60 коп./пуд, то железо шведское – 1 руб. 30 коп./пуд; железная проволока – 1–3 руб./пуд; медь – 1.5–3 руб./пуд; кровельная медь – до 6 руб./пуд; олово – 5 руб./пуд; серебро – 450 руб./пуд; золото – 3300 руб./пуд. Для сравнения лошадь стоила 2 руб., а холоп – 3–5 руб.

Рис. 8. а – Добыча пушнины на русском севере: охота на пушного зверя на Руси; б – пушнина – нефть и газ средневековья; в – «Сбор дани» (худ. Н. Рерих)

Fig. 8. а – Fur production in the Russian north: fur hunting in Russia; б – furs – oil and gas of the Middle Ages; в – «Tribute collection» (art. N. Roerich)

Пушнина была для средневековой Руси тем же, чем являются нефть и газ для современной России, давая необходимые средства для закупки за границей необходимых товаров.

Защита русских земель на севере

Шведы и немцы из Ордена меченосцев и Тевтонского ордена, поддерживаемые католической церковью, стремившейся обратить в католицизм славянские народы Прибалтики, предпринимали постоянные попытки захватить новые земли на востоке. Это привело к столкновениям с интересами Великого Новгорода, который стремился сохранить контроль над этими территориями. При этом на вторжения крестоносцев Новгород отвечал походами в их владения.

В 1234 г. произошло сражение, которое вошло в русскую историю как битва на Омовже, а в немецких хрониках упоминалось как сражение при Эмбахе (рис. 9). Летописи повествуют, как князь Ярослав Всеволодович из Переяславля вторгся в земли ордена Меченосцев вблизи города Юрьева, который был основан киевским князем Ярославом Мудрым в 1030 г., но был захвачен крестоносцами в 1224 г.

Рис. 9. а – Сражение с крестоносцами новгородцев захват города Юрьева (худ. В. Кукоба); б – сражение на реке Омовже (худ. В. Моторин)

Fig. 9. a – The battlewith the crusaders of Novgorod, the capture of the city of Yuryev (art.V.Kukoba); б – the battle on the Omovzha River (art. V. Motorin)

Рыцари вышли из Юрьева, но в бою были разбиты. Часть из них тут же вернулась под защиту крепостных стен, а вот другая, которую преследовали русские дружинники, попала на лед реки Омовжи. Лед треснул, и десятки рыцарей утонули (Полное собрание…, 2000; Широкорад, 2001). Это случилось, когда князю Александру было всего 13 лет. По нынешним меркам совсем ребенок, но уже в этом возрасте он вместе с отцом сражался против немецких рыцарей. В дальнейшем именно князь Александр Ярославович, выдающийся военный и политический деятель Древней Руси, сыграл решающую роль в отражении агрессии с Запада.

Князь Александр Невский

Александр Невский, родившийся 13 мая 1221 г. – сын великого князя Ярослава Всеволодовича, праправнук Владимира Мономаха жил и правил в одну из самых трагических эпох Руси (Александр Невский…, 1969). В это время одно за другим русские княжества пали под ударами войск татаро-монгол Батыя. Великому Новгороду удалось избежать разгрома, но угроза с востока постоянно висела над ним.

Одновременно продолжалась непрерывная агрессия с Запада, со стороны немцев, шведов, датчан стремившихся установить свой контроль над новгородскими владениями. При этом папа Римский Иннокентий IV дважды обращался к Александру Ярославичу с предложением подчиниться папскому престолу. Александр как верховный правитель Руси оказался перед сложнейшим выбором. Продолжать борьбу с татаро-монголами на востоке и с католической агрессией на западе у Руси не было сил. Необходимо было выбрать между союзом с католическим Западом и вассальной зависимостью от Золотой Орды.

Союз с западными государями в попытке победить татаро-монголов предполагал, как непременное предварительное условие, отказ от православной веры и признание Папы главой Вселенской Церкви. Кроме этого не было никакой гарантии, что помощь Запада поможет разгромить Золотую Орду, которая была в то время на пике своего могущества. Русь истекла бы кровью и прекратила свое существование, сражаясь за чужие интересы.

С другой стороны, татаро-монголы разгромив военные силы русских княжеств, не собирались ни напрямую управлять русскими землями, ни тем более заселять их, ограничиваясь признанием русских князей себя вассалами хана и взиманием дани. Самое главное, татаро-монголы проявляли веротерпимость и не собирались чинить религиозное насилие над русскими людьми. Ордынские ханы не пытались обращать покоренный православный народ в иную веру, позволив сохранить духовный стержень русского народа.

Выбор Александром Невским вассальной зависимости от Золотой Орды вместо сомнительного неравноправного союза с Западом позволил сохранить русский народ и начать формировать русскую государственность, основанную на единой православной вере. Невский добился от Новгорода платить дань Золотой орде. На упреки новгородцев что татары Новгород не захватили, он ответил что тогда они сожгут тут все и город может погибнуть. Сердцем этого будущего великого государства стало Владимиро-Суздальское княжество. Сделанный Невским выбор определил на будущее исторический путь России и русского народа и место Руси в системе мировых цивилизаций. Отказавшись от борьбы с Золотой Ордой, он смог бросить все силы на отражение агрессии с Запада, с которым предстояла долгая тяжелая борьба.

Историки писали о хороших отношениях Александра Невского с ханами Золотой Орды как о свидетельстве его высочайшей дальновидности и таланта политика. Действия Александра трактуются как стремление установить мирные отношения с опасным и сильным соседом, избегая кровопролития и риска полного поражения – так как победить было заведомо невозможно. «Не в силе Бог, а в правде», «Жить, не приступая в чужие части», «Кто с мечом к нам придет – от меча и погибнет», «Крепить оборону на Западе, а друзей искать на Востоке» – на таких принципах Александр Невский строил Русское государство.

Сделанный Великим князем Александром выбор предопределил на будущее исторический путь России и русского народа, место нашей страны в системе мировых цивилизаций. В представлении современных западников, этот выбор был неразумным и даже скандальным: как можно было предпочесть восточных варваров, язычников, братьям по христианской вере!

Величие Александра Невского можно оценить не только как великого воителя и защитника, но и как архитектора зарождения российской государственности. Под его руководством создавалась прочная и устойчивая власть, которая впоследствии стала основой для формирования мощной и единой России. Именно тогда началась формироваться нация, объединенная общими идеалами и интересами. Он был патриотом. Энергия его любви к Родине и его желание защитить ее от внешних врагов стало двигателем его действий и сподвижников. Сегодня мы помним и чтим данного лидера, прославившего себя в битвах и сражениях, а также внесшего огромный вклад в становление и развитие России.

Александр Невский – символ единства и силы нашего государства. Его подвиги не только военного характера, но и политического имеют огромное значение для понимания процесса государственного строительства. Невский – это истинный герой и легенда, известный не только в России, но и по всему миру. Он доказал всему миру, что Россия – великая держава с богатой историей и сильным духом своих людей. Потомки Александра Невского продолжили его дело и создали Русское государство.

Расширение влияния Новгорода в Карелии и Финляндии вызвало широкое недовольство папской курии, которая огнем и мечом насаждала католицизм в Прибалтике. К середине XIII в., между тремя силами – Ливонским орденом, датчанами и шведами, было достигнуто соглашение о совместном выступлении против Новгорода с целью завоевания северо-западных русских земель

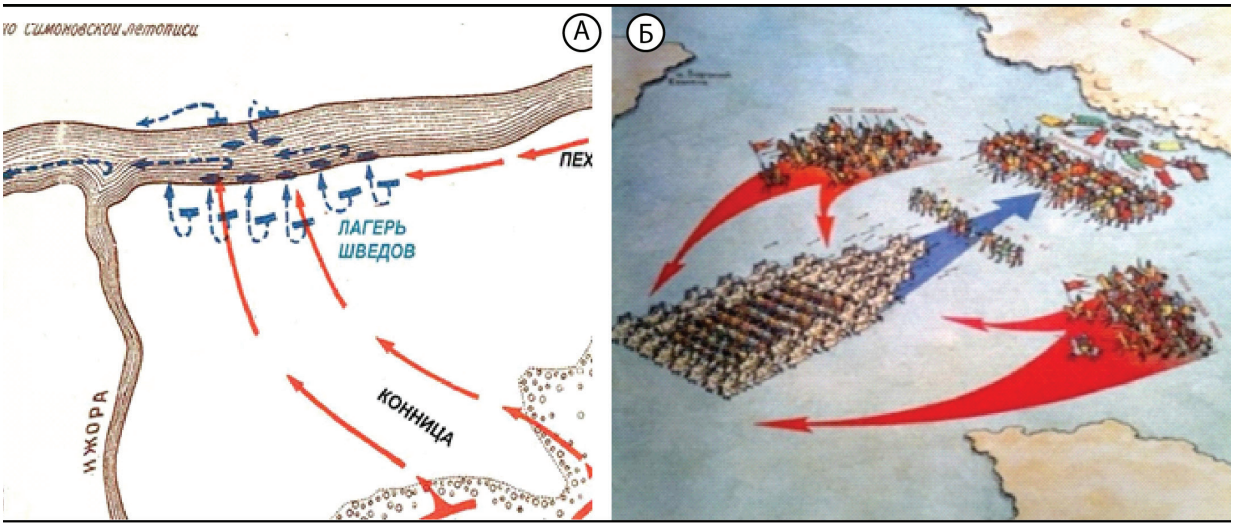


Рис. 10. а – Сражения Александра Невского: Невская битва 15 июля 1240; б – «Ледовое побоище» на Чудском озере 5 апреля 1242 г.

Fig. 10. а – Battles of Alexander Nevsky: The Battle of Nevsky on July15, 1240; б – «the Battle of the Ice» on Lake Chudskoe on April 5, 1242

и насаждения там католицизма. Немецкие и датские рыцари должны были нанести удар по Новгороду с суши, а шведы собирались поддержать их с моря через Финский залив.

В начале июля 1240 г. большой шведский отряд на шнеках вошел в устье Невы. О его прибытии стало известно в Новгороде (Полное собрание…, 2000). Молодой новгородский князь Александр Ярославич решил выступить немедленно. Им был сформирован отряд из 300 княжеских дружинников, 500 новгородских конников и 650 пеших ополченцев. Шведы после морского перехода остановились на отдых и разбили лагерь на левом берегу Невы, чуть выше впадения в нее реки Ижоры. Сюда причалили шведские корабли, а с них на сушу были переброшены сходни. Часть войска оставалась на шнеках, наиболее знатные воины расположились в наспех сооруженном лагере.

15 июля 1240 г. по замыслу Александра удар пешей дружины вдоль берега Невы отрезал бы шведов от кораблей, а конница, действуя со стороны суши через центр лагеря, должна была загнать неприятеля в угол, образуемый берегами Ижоры и Невы. Скрытно подобравшись к лагерю, новгородская дружина напала на неприятеля (рис. 10 а). Захваченные врасплох шведы были полностью деморализованы и не способны дать должный отпор (Повесть о житии…, 1997).

За эту победу юный князь Александр Ярославович получил почетное прозвище Невский.

В 1240 г. крестоносцы пошли на Русь, захватив Изборск, а в 1241 г. осадили Псков. В марте 1242 г. Александр Невский освободил Псков, Изборск, Копорье от крестоносцев, оттеснив противника в район Чудского озера, где и состоялась легендарная битва, под названием «Ледовое побоище» (Бегунов и др., 1966; Полное собрание…, 2000).

Крестоносцы имели в своем распоряжении 11-тысячную армию. У Александра Невского насчитывалось около 16 000 воинов, которые имели гораздо худшее вооружение. Ледовое побоище состоялось 5 апреля 1242 г. При атаке немецкие войска шли на врага «свиньей» – особым боевым порядком пехоты и конницы, напоминающим тупоконечный клин. Этот удар выдержало русское войско, а для усиления его все обозы для поддержки были вморожены в лед. Александр Невский приказал атаковать врага посредством лучников, после чего распорядился напасть на фланги немцев. Крестоносцы были оттеснены и оказались на льду Чудского озера. Когда немцам пришлось отступать на лед, то под грузом тяжелых доспехов он под ногами воинов начал трескаться. По этой причине данная битва стала именоваться Ледовым побоищем (рис. 10 б). В итоге немало немцев утонуло в озере, однако все же большая часть армии смогла спастись бегством. После этого дружина Невского с относительной легкостью изгнала врага с земель Псковского княжества (Кирпичников, 1994).

После крупного поражения на Чудском озере, представители Ливонского и Тевтонского орденов заключили с Александром Невским перемирие. При этом они отказались от любых претензий на территорию Руси.

В 1249–1250 гг. шведы предприняли крестовый поход в центральную Финляндию, подвластную Новгороду. Несколько месяцев крестоносные войска под началом ярла Биргера сражались в землях еми. Зимой 1250 г. центральная Финляндия была покорена. Это был серьезный удар по новгородскому влиянию в крае (Кривошеев и др., 2012).

Зимой 1256–1257 гг. Александр Невский двинулся на Копорье, затем по льду Финского залива повел войско в земли еми, захваченные ранее шведами (Митрополит Митрофан, 2024). Одновременно началось восстание местных народов против шведского господства и насильственной христианизации. Опорные пункты шведов в центральной Финляндии были разгромлены (Василик, 2018) (рис. 11 а).

Этот поход на четверть века приостановил дальнейшее наступление шведов в данном регионе, однако коренного изменения ситуации не принес. Борьба за Балтийское побережье, за торговые пути в Северной Европе продолжалась. К концу XIII в. была захвачена Финляндия. Упоминаемые в тексте папской буллы наряду с карелами «язычники других близлежащих областей» – это, несомненно, русские, которых и в прежних посланиях папа Римский Александр IV относил к неверным. Однако крестовый поход был объявлен только против Карелии.

Следующее крупное сражение состоялось в ходе войны русских княжеств с немецкими и датскими рыцарями в ходе войны 1267-1270 годов. 18 февраля 1268 года объединенные войска двух сторон сошлись в битве у замка Раковор (рис. 11,б). Численность объединенного русского войска семи князей, в которое входили новгородская, псковская, тверская и переяславская дружины, составляла порядка 16-18 тысяч. При этом немецкие хроники утверждают, что немцев и датчан было выставлено около 18 тысяч воинов, костяк которых составляли ливонские рыцари (Рифмованные хроники…, 2023).

Новгородцы предупредили тевтонцев о намерении похода на датчан, грабивших в Финском заливе их торговые суда. Тевтонцы сказали что не будут вмешиваться. Оказалось, что папа Римский Климент IV специально хотел в одном сражении разгромить все дружины русских князей и затем захватить земли русского севера. Это было величайшее сражение средневековой Европы. Фактически это был крестовый поход против Руси.

Русские рати подошли к реке Паде утром 18 февраля 1268 года. Трудно сказать, какие эмоции испытали князья, увидев, что против них выстроились не одни «датчане», а «вся земля немецкая», как гласит летопись. Но от схватки они решили не уклоняться (Полное собрание…,2000).

Удар тяжеловооруженных рыцарей, набравших скорость при спуске с холма, был страшен. Новгородский строй прогнулся, и началась схватка, в которой, рыцари рубили русских целыми ря-

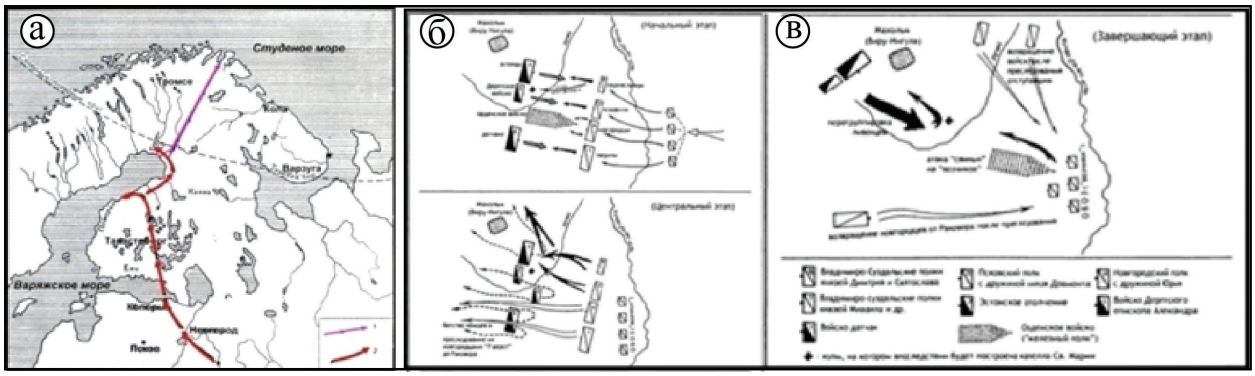


Рис. 11. а – Полярный поход Александра Невского 1256 г. (Шаскольский, 1987); б – Раковорская битва 18 февраля 1268 г. с крестоносцами (Хрусталев, 2009)

Fig. 11. a – Alexander Nevsky's Polar Campaign of 1256 (Shaskolsky, 1987); б – the Battle of Rakovor on February18, 1268 with the Crusaders (Khrustalev, 2009)

дами (Хрусталёв, 2009). Потери новгородцев были огромные. Но свою задачу рати Новгорода выполнили: атакующие ливонские рыцари завязли в бою. И вскоре рати князя Дмитрия Александровича, успевшие порубить и рассеять гораздо более слабое ливонское ополчение, ударили во фланг немцам Ливонского ордена, в этой атаке участвовали 5000 русских воинов. Датчане не выдержали удара псковской дружины под командованием князя Довмонта. Противник, понеся большие потери, спешно отступал к Раковору, стремясь укрыться за его стенами (Сказание о Довмонте, 1999). Русские войска, потерявшие в ходе сражения свои осадные машины, не стали штурмовать замок и, разорив окрестности, вернулись домой. Поражение крестоносцев было настолько тяжелым, что вскоре война закончилась подписанием мирного договора на условиях Новгорода. Немецко-датская экспансия была остановлена на 30 лет.

В 1293 году шведский маршал Кнутсон организовал крестовый поход против карел подданных Великого Новгорода. Большинство карел оставалось язычниками, но все, кто хотел, крестились. Точных данных о числе православных карел нет, хотя известно, что они составляли не менее 20 процентов от общего числа. Новгородская администрация никого не принуждала креститься, но создавала для этого все условия, строила церкви, монастыри (Шаскольский, 1987).

Выборгский замок был основан в 1293 г. во время третьего шведского крестового похода. Морское ополчение высадилось на побережье Финского залива в районе нынешнего Выборга и разорило поселение карел и карельский сторожевой пункт на небольшом острове. Шведы заложили на острове замок и назвали его Выборгом (рис. 12, а) (Выборгский замок…, 2023).

Шведы закрепились в основном стратегическом центре Западной Карелии, у выхода к морю важнейшего для всей Карелии Вуоксинского водного пути (прямой водный путь из Ладожского озера в Финский залив). В результате Вуоксинский путь оказался под шведским контролем. Согласно шведской хронике, в 1293 г. крестоносцы покорили все карельские земли. Шведы взяли город Кексгольм (Корелу), «много язычников было там побито и застрелено в тот самый день». Интересно, что шведы называли язычниками не только некрещеных карел, но и православных карел, и даже русских. В Кексгольме остался сильный шведский гарнизон. Вскоре к Кексгольму подошел отряд новгородцев. После шестидневной осады крепость была взята, все шведы перебиты.

После поражения в Приладожье шведы решили захватить устье Невы, которая служила главным выходом новгородцев в Балтийское море. Этим шагом шведы могли прервать новгородскую торговлю, которая была основой экономики города. Они понимали, что основание города в устье Невы, затрагивающее интересы Новгорода, вызовет ожесточенное противодействие русских. Походу предшествовала серьёзная подготовка. Собраны корабли и воины из многих областей Швеции, заготовлены припасы (Шаскольский, 1987).

Весной 1300 г. большой шведский флот вошел в устье Невы, и шведы ускоренными темпами начали строительство здесь новой крепости под названием Ландскрона («Венец земли»). Момент

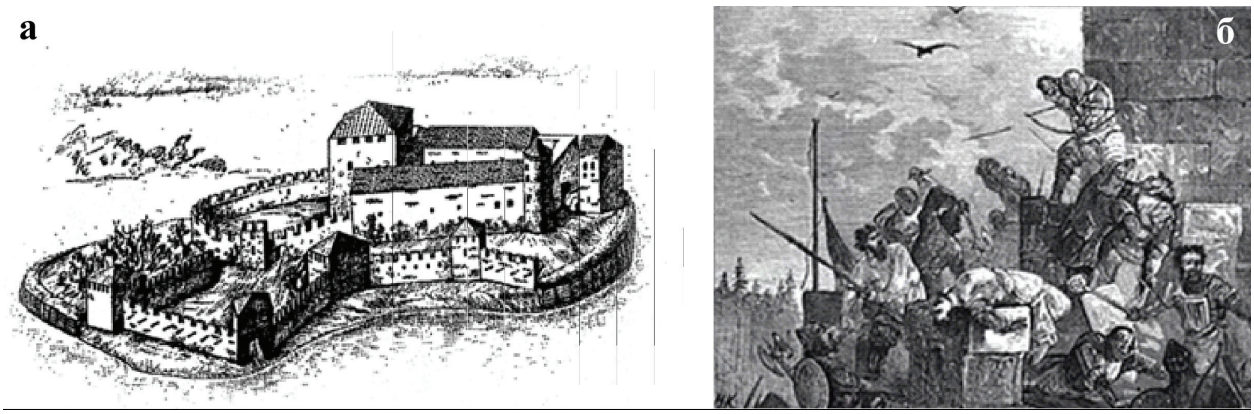


Рис. 12. а – Выборгский замок; б – Взятие шведской крепости Ландскроны на реке Нева новгородцами (худ. Н. Каразин)

Fig. 12. a – Vyborg Castle; б – Capture of the Swedish fortress of Landskrona on the Neva River by the Novgorodians (art. N. Karazin)

был выбран удачно – новгородцы не смогли быстро организовать отпор. Они собрали рать и летом атаковали шведов, но выбить их из устья Невы русским так и не удалось (Гиппинг, 2003). Это дало шведам необходимое время для возведения форта, они возвели рубленые стены и башни (Хроника Эрика, 1999). Для закрепления в своих руках важнейшей артерии новгородской торговли они начали рассылать легкие боевые отряды по Ижорской и Карельской землям.

Весной 1301 г. к стенам Ландскроны на 150 ладьях подошло новгородское войско под руководством князя Андрея Александровича (сына Александра Невского), и 18 мая 1301 г. русские начали штурм. Одновременно пошли на приступ с трех направлений. После ожесточенного боя новгородцы ворвались внутрь и перебили большинство защитников. Небольшая группа шведов отступила и какое-то время продолжала сопротивление, но вскоре была вынуждена сдаться – крепость пала (Шарымов, 2004) (рис. 12 б).

Ландскрона была сожжена и разрушена, а остатки ее гарнизона были пленены и уведены в Новгород. Так закончилась крупнейшая на то время попытка шведов закрепиться на Неве. Три столетия спустя шведы повторили попытку и в 1611 г. поставили на том же месте крепость Ниенншанц, которая была взята русскими войсками при Петре I в 1703 г. в ходе Северной войны.

В 1318 г. новгородцы предприняли морской поход в Або-Аландские шхеры и по «Полной реке» поднялись до города Або, столицы Финляндии и 23 мая 1318 г. город был взят и разрушен, в частности, был сожжен городской собор (Шаскольский, 1987). Русские захватили собранный за 5 лет со всей Финляндии церковный налог, подготовленный к отправке в Рим. Затем они морским путем благополучно вернулись в устье Невы. Русская флотилия подошла к Выборгу 12 августа 1322 г. Предместья города были преданы огню, каменный замок осажден. Шведы оценили численность новгородского войска в 22 тыс. человек. Штурм замка, произведенный Юрием Даниловичем (внуком Александра Невского) 9 октября, не удался. Русское войско с большим полоном вернулось в Новгород (Гадзяцкий, 1941).

В первой половине 1323 г. в устье Невы на Ореховом острове в истоке Невы по приказу князя Юрия Даниловича новгородцы построили крепость Орешек. В июле 1323 г. в крепость прибыли для переговоров шведские «великие послы». Новгородскую сторону представляли князь Юрий Данилович, посадник Варфоломей Юрьевич (Шаскольский, 1987). Договор, получивший название Ореховецкий, был подписан 12 августа 1323 г. и заключен обеими сторонами «вечного мира» подкрепленное присягой – «крестным целованием».

Самая большая опасность Великому Новгороду грозила в 1348 г., когда шведский король Магнус II поставив себе задачей обратить всё население новгородской земли в католичество, и лично предводительствовал ратью. Никогда прежде шведским главнокомандующим в войне с Новгородом не был сам король (Гринберг, 2019).

Магнус объявил крестовый поход, получил на него благословение Римского папы Климента VI и взял множество рыцарей из Германии, Дании и Норвегии. Новгородская крепость Орешек (рис. 13 а) находилась на Ореховом острове у истоков реки Невы из Ладожского озера (Кирпичников, 1984). Это место, действительно, было стратегическим ключом к контролю над Невой. Шведы 6 августа 1348 г., после непродолжительной осады, принудили гарнизон крепости сдаться. Защитники Орешка были выпущены. Впрочем, шведы не препятствовали некоторым перейти на службу королю, предварительно перейдя в католичество (Шаскольский, 1987).

Магнус оставил в Орешке 800 воинов и отплыл домой. Он считал, что зимой крепости ничто не угрожает. Но к ней подступило новгородское ополчение. 24 февраля 1349 г. русские штурмом взяли Орешек. Все 800 шведов были перебиты или взяты в плен. По сообщению Новгородской летописи, погибло только 9 новгородцев. Это была славная победа.

В 1351 г., после ещё целого ряда поражений, в том числе под Выборгом, Магнус был вынужден заключить с новгородцами мир, по которому отказался от претензий на целый ряд смежных пограничных территорий в Финляндии и навсегда обязался не воевать с Русью. В 1374 г. увидев крах своего крестоносного предприятия, Магнус усомнился в католической вере. В конце концов, он ушёл на Русь, принял там православие и постригся в монастырь. На старом кладбище

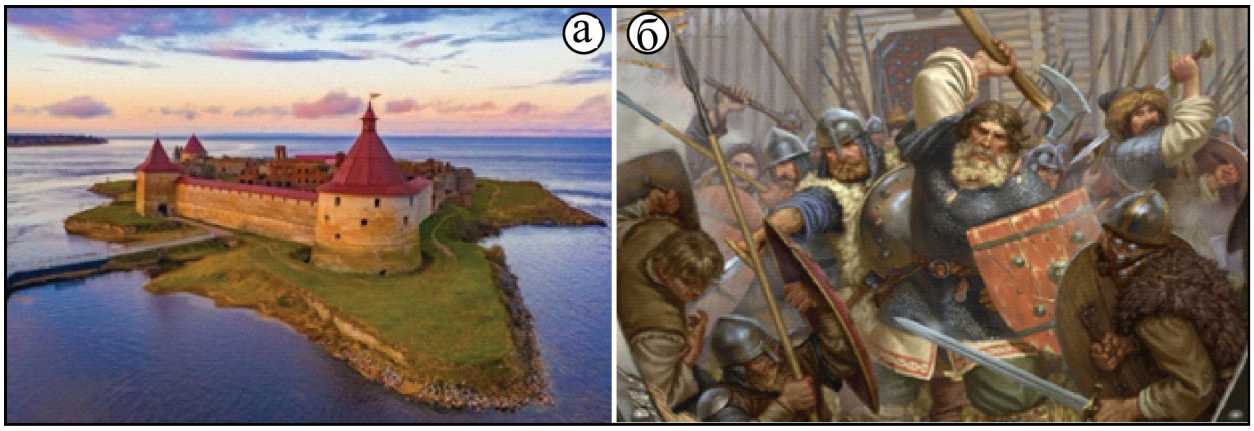


Рис. 13. а – Крепость Орешек; б – Штурм новгородцами крепости Орешек (худ. Н. Кочергин)
Fig. 13. а – Oreshek Fortress; б – Novgorodians stormed Oreshek fortress (art. N. Kochergin)

Валаамского монастыря сохранился могильный камень с надписью «Схимонах Григорий, шведский король Магнус».

Присоединение новгородских земель к Московскому княжеству

Во второй половине XV в. Московское княжество усилило давление на Новгородскую республику. Там группа бояр выступила за союз с Великим княжеством Литовским, обещавшим помощь в борьбе с Москвой. В город прибыл на княжение посланный польским королём Казимиром IV князь Михаил Олелькович. Новгородцы отправили своего кандидата на пост архиепископа на поставление в сан не к московскому митрополиту, а к киевскому православному, находившемуся в Литве (рис. 14 а).

Действия новгородцев были расценены в Москве как «измена православию». Иван III принял решение организовать общерусский «крестовый поход» на Новгород. Религиозная окраска этого похода должна была сплотить всех его участников и заставить всех князей прислать свои войска на «святое дело».

14 июля 1471 г. произошла битва на реке Шелони (рис. 14 б), в которой войска Великого княжества Московского, возглавляемые князем Даниилом Холмским и касимовским царевичем Данияром, имея 5000 воинов разгромили наголову 40000 войско Новгорода во главе с посадником Дмитрием Борецким. В захваченном обозе был обнаружен список договора между Новгородом и польским королем Казимиром IV.

Результатом битвы была фактическая утрата Новгородом своей независимости.

Иван III Васильевич (Великий 1440–1505 гг.) – князь Московский, с 1462 по 1505 гг. – госу-

Рис. 14. а – Территория Новгородской республики; б – битва на реке Шелони московского войска с новгородцами 14 июля 1471 г.

Fig. 14. а – The territory of the Novgorod Republic; б – the battle on the Sheloni River from the Moscow army with the Novgorodians on July 14, 1471

дарь всея Руси. Результатом его правления стало объединение значительной части русских земель вокруг Москвы и её превращение в центр Русского государства, за что он получил прозвище «собиратель земли русской». Достигнуто освобождение Руси от ордынской зависимости; принят Судебник – свод законов государства; проведён ряд реформ, заложивших основы поместной системы землевладения.

Произошло объединение русских земель под властью Москвы с увеличением территории государства в семь раз с 0.4 до 2.8 млн км^2. Иван III сделал решительный шаг к преодолению феодальной раздробленности и ликвидации удельной системы, заложил экономические, политические, юридические и административные основы единого государства и стал первым русским императором. Страна получила новый герб и идею наследования Византийской империи. Москва – Третий Рим.

Иван III установил торговые связи с европейскими странами. Он пригласил работать специалистов из этих стран, которые привезли новые технологии в производстве, начал каменное строительство новых храмов и крепостей с помощью итальянских мастеров. Были организованы поиски полезных ископаемых необходимых для развития государства и налажено производство артиллерийских орудий.

Первая рудоискательная экспедиция Русского государства 1491 года

Новые территории, присоединенные к Московскому государству, особенно новгородские, были перспективны для поисков новых полезных ископаемых, прежде всего цветных и драгоценных металлов. Очевидно, власти в Москве располагали какой-то конкретной информацией о наличии этих руд, потому что была развернута целенаправленная подготовка к поисковым работам. В частности, послам в Западной Европе было дано указание найти специалистов горного дела.

26 марта 1491 г. Иван III отправил первую государственную рудоискательную экспедицию из Москвы на поиски серебра и меди в бассейн реки Печоры (рис. 15). В экспедицию входили два «немца» Иван и Виктор, присланные императором Священной римской империи Максимилианом I. Руководили экспедицией «дети боярские» Андрей Петров и Василий Иванов Болтин.

Рудоискатели добрались до Северной Двины, затем направились по Вычегде, Выми и её притоку Тетере до Ухтинского волока, а далее по Ухте, Ижме и Печоре до Цильмы, прибыв туда к лету. Поиски на отрогах Тиманского кряжа увенчались успехом – 8 августа 1491 г. была найдена серебряная и медная руда на Цильме («не доходя Космы реки за полднища, а от Печеры реки за семь днищ») (Карамзин, 2008). Цилемское месторождение стало первым в истории Российского государства разработанным месторождением медной и серебряной руды. Все это сильно укрепило позиции Москвы, и великие московские князья берегли его как зеницу ока, так как Урал с его рудными месторождениями не принадлежал еще Московскому княжеству.

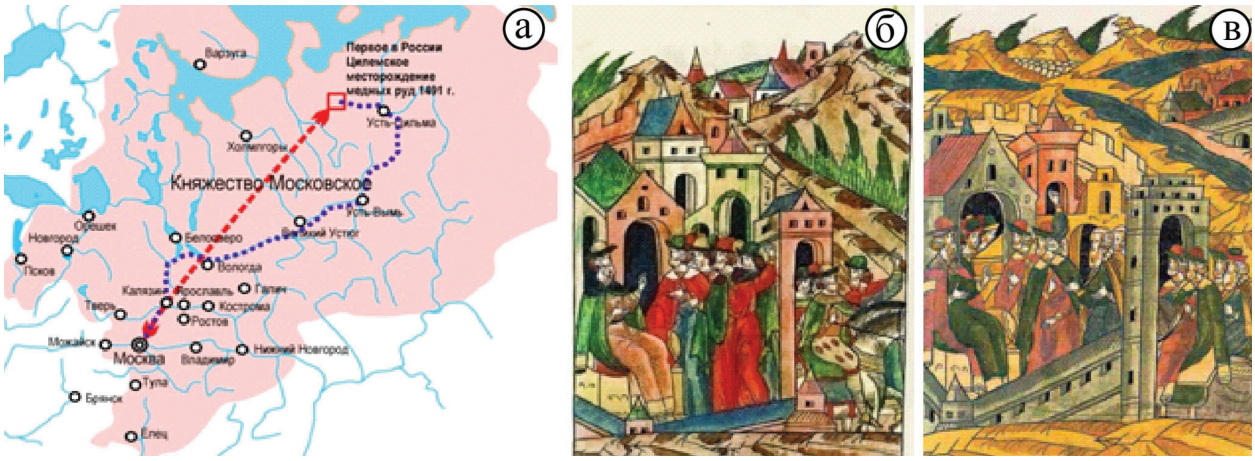


Рис. 15. а – Путь экспедиции 1491 г.; б – отправление экспедиции из Москвы; в – возвращение экспедиции в Москву, (обе миниатюры из Лицевого летописного свода Ивана Грозного)

Fig. 15. a – The route of the expedition of 1491; б – departure of the expedition from Moscow; в – return of the expedition to Moscow, (both miniatures from the Chronicle of Ivan IV)

В связи с разработкой Цилемских месторождений в низовьях Печоры по наказу Ивана III в 1499 г. был «зарублен» Пустозерск – первый русский город за Полярным кругом, сыгравший видную роль в организации поисков и разработке рудных месторождений в Печорском крае. Он неоднократно служил отправным пунктом рудоискательных экспедиций, отправлявшихся на Печору, Новую Землю и другие арктические острова. В Пустозерске имелась специальная изба для рудознатцев, и в пустозерской казне хранились присланные «для образца» из приказа Большой казны «серебряные руды весом золотник скупо, да медные руды два куска, да камешек хрусталь; да сердоликовых два камешка» (Окладников, 2008).

В 1496–1497 гг. Русскому государству пришлось вести очередную войну со Швецией. Основной причиной войны стала борьба Ивана III (Великого) против монополии Ганзы на мореплавание и торговлю на Балтике. Он послал войска осадить шведский замок Выборг. Осада длилась в течение трёх месяцев и взятием города не увенчалась. Несмотря на то, что русским воинам во время одного из штурмов удалось разрушить две башни и захватить часть городской стены, этот успех развить не удалось. Выборг будет взят через 200 лет Петром Первым. В декабре русское войско, не имевшее пока опыта взятия крупных крепостей, но сильно разорившее окрестности Выборга, возвратилось в Новгород. В следующем году русские воеводы, взяв Нишлот, опустошили всю южную Финляндию вплоть до Ботнического залива.

Весной 1496 г. русская «судовая рать» под началом князя Петра Ушатого и его брата Ивана Бородатого отправилась в поход в «Каянскую землю» (современная Финляндия и Карелия) (рис. 16). Отряд стартовал от устья реки Онеги, прошёл Белое море и двинулся вдоль Кольского полуострова. Достигнув мыса Нордкап (Мурманский нос), русские захватили три шведских корабля. Далее они направились вглубь фиорда, где сейчас располагается норвежский город Нарвик, к шведскому озеру Турнетреск. Из озера вытекает река Турнеэльвен, впадающая в Балтийское море на самом севере Ботнического залива. Протащив свои лёгкие суда «волоком» и далее двигаясь вниз по реке, русский отряд в июле 1496 г. разорил Норботтен, самую северную провинцию Швеции. Осенью 1496 г. «судовая рать» князей Петра Ушатого и Ивана Бородатого с победой вернулась на Русь. Большая часть пути отряда (более 4000 км) проходила за Полярным кругом.

В марте 1497 г. в Новгороде было заключено перемирие со шведами сроком на шесть лет.

В XVI в. Россия нуждалась в выходе к Балтийскому морю. Он открывал торговые пути и устранял посредников: немецких купцов и тевтонских рыцарей. Но между Россией и Европой стояла Ливония. Это привело к длительной Ливонской войне 1558–1581 гг. Эта попытка Ивана Грозного прорубить окно в Европу закончилась неудачей. Россия потеряла часть собственных террито-

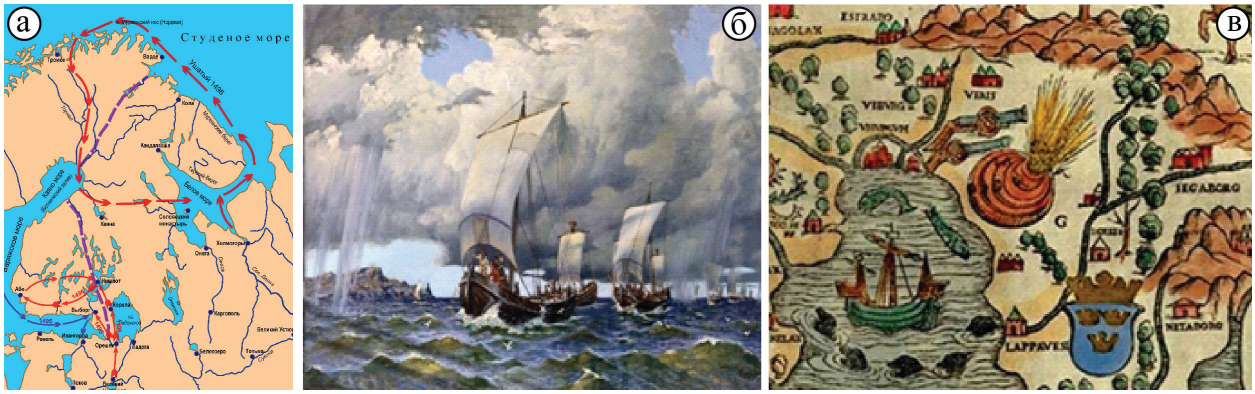


Рис. 16. а – Схема походов русских войск в 1495–1496 г. (Волков, 2004); б – «Поход отряда русских судов под началом воевод Ивана и Петра Ушатых к мысу Нордкап. 1496 год.» (худ. В. Яркин); в – штурм Выборга на Carta Marina 1539 года

Fig. 16. а – Scheme of Russian army campaigns in 1495–1496 (Vokov, 2004); б – «The campaign of a detachment of Russian ships under the command of voivodes Ivan and Peter Ushaty to Cape North Cape. 1496.» (art. V. Yarkin); в – storming Vyborg on Carta Marina in 1539

Рис. 17. Территории по Плюсскому перемирию 1583 г.: а – земли, отторгнутые Швецией у России после русско-шведской войны, отмечены серым цветом; б – территории по Тявзинскому миру 1595 г. после окончания русско-шведской войны 1590–1595 гг., территории, отданные России Швецией, показаны оранжевым цветом; в – возвращены России все потери, потерянные при Иване Грозным; в – территории по Столбовскому миру 1617 г.; все, что Годунов возвратил в 1595-м, Романовы отдали Швеции в 1617-м (Волков, 2004)

Fig. 17. Territoriesunder the Truce of Plyusa in 1583.: a – Russian Federation territories seized by Sweden from Russia after the Russo-Swedish War are marked in gray; б – territories according to the Tyavzinsky Peace of 1595 after the end of the Russo-Swedish War of 1590–1595, territories given to Russia by Sweden are shown in orange; в – all losses lost under Ivan the Terrible are returned to Russia; territories according to Stolbovsky to the world of 1617 (in), everythingthat Godunov returnedin 1595, the Romanovs gave to Swedenin 1617 (Volkov, 2004)

рий и три пограничных крепости. За русскими остались только небольшая крепость Орешек на Неве и коридор вдоль реки протяженностью чуть больше 30 км. Балтика оставалась недостижимой (рис. 17).

Эти земли были возвращены в состав Русского государства после очередной русско-шведской войны по Тявзинскому договору 1595 г. во время правления Бориса Годунова. К сожалению, эти территории были возвращены Швеции Романовыми по Столбовскому миру 1617 г., и Россия полностью потеряла выход к Балтийскому морю.

Сохранение русских земель в арктической зоне в XVI веке

Владения Руси на Севере в XI в. простирались на западе до Люнген-фьорда. В это время в состав новгородских владений входила вся область Финмарк. Первый договор, определявший западные границы северных владений Руси был заключен Александром Невским в 1251 г. В 1323 г. был подписан русско-шведский договор о мире (Ореховецкий договор), а в июне 1326 г. – русско-норвежский, предусматривавший разграничение на севере и установление сфер торговли и влияния. Новгороду удалось сохранить прежнюю границу по Тана–фьорду и реки Танаэльв. Этот до-

Рис. 18. а – Границы 1323 года на севере по Ореховскому договору (Шаскольский , 1987); б – захват Печенгского монастыря финским отрядом; в – изменение русско-норвежской границы X–XIX в. и рудные месторождения на бывших русских территориях

Fig. 18. a – Russian borders of 1323 in the north according to the Treaty of Orekhovo (Shaskolsky, 1987); б – capture of the Pechenga Monastery by a Finnish detachment; в – change of the Russian-Norwegian border of the X–XIX century and ore deposits in the former Russian territories

говор фактически действовал до падения Новгородской республики в 1478 г., а затем был признан Московским государством.

В ходе войны 1590–1595 гг. на севере шведы стремились овладеть побережьем Белого и Баренцева морей и окончательно изолировать Московское государство (рис. 18). Они захватили Печенгский монастырь и безуспешно осаждали Кольский острог, разорили его окрестности и вернулись на свою территорию. В этих сражениях шведское войско, насчитывавшее 1200 человек, понесло ощутимые потери и вынуждено было прекратить поход.

При Борисе Годунове, Дания, захватившая Норвегию, пыталась завладеть Кольским полуостровом, доказывая права на Колу, Печенгу, Кандалакшу, утверждая, что русские поселились здесь лишь 50 лет назад, а древние хроники свидетельствуют о принадлежности Лапландии датской короне. В ответ сказано, что «Лопская земля вся исстари к нашей вотчине к Новгородской земле. И в той земле стоит монастырь Печенгской, и почали его строить еще при великом государе Иване Васильевиче».

Дания предлагала продать за 50 тыс. талеров Лапландию или разделить ее на две части: северную – королю, южную – царю, т. е. изолировать Россию от основных морских коммуникаций на Севере, но Россия не согласилась на это. В 1599 г. король Дании Христиан IV прибыл с большой военной эскадрой в Колу и предложил жителям принять датское подданство, но получил отказ. В 1601 г. начались переговоры о выдаче дочери Бориса Годунова замуж за датского принца Ганса, брата короля, а в качестве приданого предлагалось передать российскую Лапландию Дании. При дальнейших переговорах Борис Годунов, даже в условиях страшного голода и финансовых трудностей, отклонил предложения датчан.

Совместное взимание дани Дании и России с лопарского населения, существовавшее 350 лет, было прекращено Борисом Годуновым в 1602 г. Земли, населенные православными лопарями, остались за Россией. Попытки Дании завладеть Кольским полуостровом не увенчались успехом.

В истории изменения границы между Норвегией и Русью происходили со времен Владимира Святого (X–XI вв.), затем Ярослава Мудрого (1043 г.), Александра Невского (1251–1320 гг.), Бориса Годунова (1603 г.). В результате эта граница переместилась на восток почти на 300 км. Эти территории попали во владение Норвегии и Швеции, а затем и Финляндии. К сожалению, на этих землях в XX в. были открыты крупные месторождения железистых кварцитов и золота.

Проект Северного морского пути Дмитрия Герасимова 1525 года

Северные территории вызывали большой интерес в европейских странах. Внимание привлекали не только огромные природные ресурсы этих территорий, но и возможность вдоль северного побережья Евразии пройти на восток в Китай. Идея поиска «северо-восточного прохода» впервые предложенная Дмитрием Герасимовым привела к многочисленным западноевропейским экспедициям в этот регион.

Дмитрий Герасимов, дьяк великого князя Василия III предпринял путешествие по морю из Северной Двины в Западную Европу. В 1524 г. в Риме, в беседе с Паоло Джовио (выдающимся итальянским картографом), он высказал мысль о возможности морского пути из Европы в Китай. Он писал, что «Двина увлекая бесчисленные реки, несется в стремительном течении к Северу... море там имеет такое огромное протяжение, что, по весьма вероятному предположению, держась правого берега, оттуда можно добраться на кораблях до страны Китая, если в промежутке не встретится какая-либо земля».

Проект Дмитрия Герасимова был опубликован в 1525 г. в Италии и стал достоянием всего света и был принят с большим интересом европейскими странами, особенно Англией, Голландией и Данией (Белов, 1956) (рис. 19), так как южные пути контролировались в XVI–XVII вв. Испанией и Португалией.

Начало освоению северного маршрута было положено в 1492 г., когда из Холмогор вышел морским путём караван судов с зерном для продажи на европейских рынках. С ним в Данию было до-

Рис. 19. Схема Северного морского пути из Европы в Китай Дмитрия Герасимова 1525 г., составленная итальянским картографом Паоло Джовио (красная линия)

Fig. 19. Diagram of the Northern Sea Route from Europe to China by DmitryGerasimov in 1525, compiled by Italian cartographer Paolo Giovio (redline)

ставлено посольство царя Ивана III. Европейские мореплаватели совершили несколько путешествий на север, пытаясь найти морской путь на восток.

В 1553 г. состоялась первая английская экспедиция для поисков Северо-восточного морского прохода в Китай во главе с Х. Виллоуби и Р. Ченслером. Корабль Р. Ченслера достиг устья Северной Двины, экипажи двух других кораблей под начальством Х. Виллоуби погибли (рис. 20).

Впервые англичане ступили на русскую землю 24 августа 1553 г. Корабль «Эдуард Бонавентура», его капитаном был Ричард Ченслер, вошел в устье Северной Двины и пришвартовался недалеко от Николо-Корельского монастыря, в 35 км от Архангельска. Оттуда Ченслер поехал в Холмогоры, а затем в Москву, где передал Ивану Грозному письмо короля Эдуарда IV. С того момента царь позволил англичанам торговать в России. В 1555 г. в столице у них появилась своя контора – Английский двор. Тогда же она превратилась в Московскую компанию.

В Холмогорах, Вологде и Москве появились английские фактории. В 1569 г. компания получила максимальные права: беспошлинная торговля по всему Московскому царству; торговля с Ближним Востоком через Россию; открытие в стране железных, канатных заводов; хождение английской монеты в Москве, Новгороде и Пскове. Англичане активно вывозили с Русского Севера лён, пеньку, канаты, смолу, деготь, сало, мачтовый лес, меха, воск, мёд, шкуры, кожу, поташ, масло и икру. Иван Грозный хотел превратить Англию в своего стратегического партнера, потому и был

Рис. 20. а – Путь английской экспедиции Х. Виллоуби и Р. Ченслера; б – Корабль Р. Ченслера «Эдуард Бенавентура» у Николо-Карельского монастыря (худ. А. Мартынов); в – английские корабли во льдах (гравюра)

Fig. 20. a – The path of the British expedition X. Willoughby and R.Chancellor; б – R.Chancellor’s ship «Eduard Benaventura» at the Nikolo-Karelian Monastery (art. A. Martynov); в – English ships in the ice (engraving)

так гостеприимен. С началом Ливонской войны суда Московской компании поставляли в Россию селитру, серу, свинец, олово. На них в страну прибывали английские инженеры и врачи.

После Ливонской войны другие иностранцы тоже получили разрешение торговать на севере России. А вот англичане уже не могли свободно пересекать русскую территорию на пути в Персию и Китай. Тем не менее правом широкой беспошлинной торговли Московская компания обладала до середины XVII в.

В 1556 г. состоялось плавание Стефена Барроу, который был первым из иностранцев, увидевших Новую Землю. В 1564 г. датчанин Дитмар Блефкен отправился к Новой Земле для отыскания прохода в Китай, а в 1580 г. состоялась английская экспедиция Пита и Джекмена. В 1594 г. три голландские экспедиции под руководством Я. Рийпа, Я. Гемскерка, Ная, Тотгалеса и Виллема Баренца отправилась на поиски этого пути. В 1608 г. английская экспедиция Гудзона достигла Новой Земли, а в 1620 г. – датские купцы Климент Блум и Марледук, пытались пройти к новоземельским проливам, но были задержаны кольскими властями. В 1668 г. экспедиции голландца Виллема Флеминга, а в 1676 г. английского капитана Джона Вуда достигли Новой Земли.

Все европейские экспедиции столкнулись с непреодолимыми трудностями при плавании в Студеном море и не смогли продвинуться далее Новой Земли. Сказывалось отсутствие опыта и подходящих судов для таких походов. Поморы в это же время совершали регулярные плавания вдоль северного побережья и ходили на промыслы на арктические острова. За долгое время плаваний в Арктической зоне, поморы создали суда в наибольшей степени приспособленные для передвижения в северных морях и под общим названием «коч». Это были однопалубные парусно-весельные суда, с одной мачтой, на которой находился один прямой парус (рис. 21).

Рис. 21. «Коч во льдах» (худ. И.Мешалкин)
Fig. 21. «The Koch in the ice» (art. I.Meshalkin)

Характерной особенностью конструкции кочей была ложкообразная форма корпуса и усиленная двойная обшивка бортов, что позволяло им уверенно двигаться среди плавающих льдин и давало им способность выжиматься на поверхность при сильном сжатии льдов. Для плавания в Арктической зоне использовались относительно небольшие кочи грузоподъемностью 500–700 пудов. Строились кочи водоизмещением от 20 до 50 тонн для морских плаваний. Небольшая осадка этих судов давала возможность двигаться по мелководью вдоль берега, где не было тяжелых льдов, а небольшие габариты и вес позволяли проходить по рекам и волокам, тем самым сокращая путь и обходя места с тяжелой ледовой обстановкой. Использование кочей позволяло поморам проникать в районы недоступные европейским мореплавателям на более крупных судах.

Кочи строились разных размеров. Небольшие суда использовались для прибрежных плаваний. На более крупных судах ходили на Новую землю, Грумант (Шпицберген), осваивали побережье Сибири. Кочи на несколько столетий стали универсальным инструментом, с помощью которого русские люди сумели покорить огромные пространства Сибири и Дальнего Востока и омывающих их арктических морей.

Польско-шведская интервенция на Русском Севере в начале XVII века

В Смутное время 1605–1612 гг. возникла реальная угроза потери территорий на севере Русского государства. После того, как поляки были изгнаны из Москвы, их отряды устремились на север, в Поморье, так как там не было русских войск. Они захватили и разграбили города Белозерск, Вологду, Солигалич, штурмовали Каргополь. Поляки осадили Холмогоры, но, не взяв города, часть

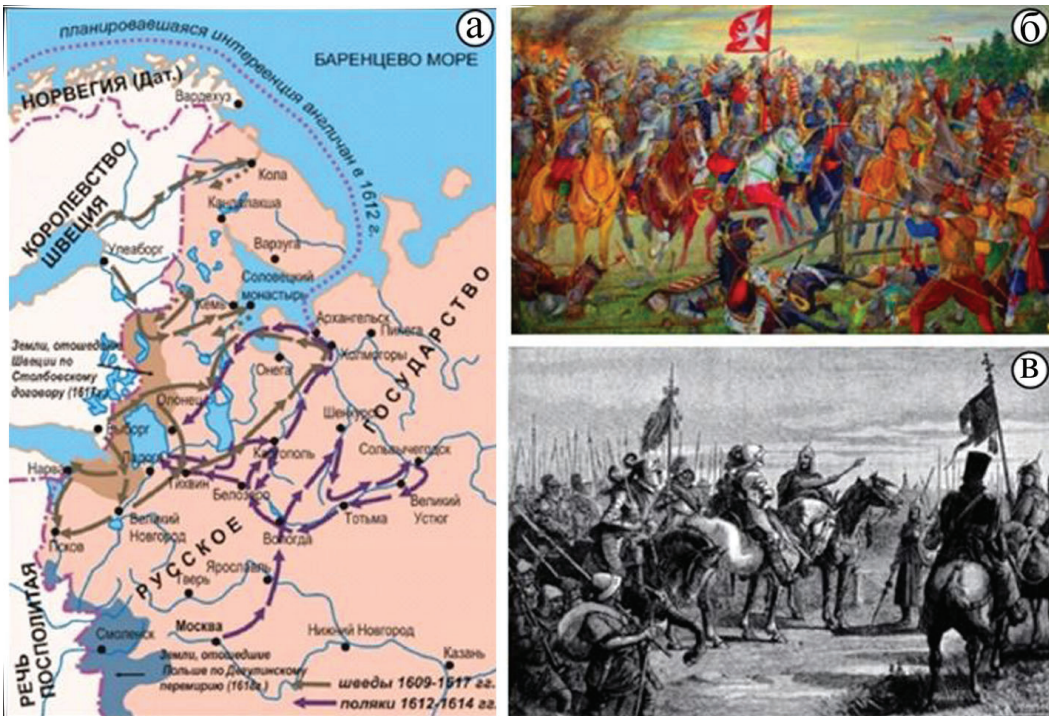


Рис. 22. а – Карта действий вторжение польских и шведских войск на территорию Русского государства; б – польские войска (худ. А. Теленик); в – шведские войска князь М. Скопин-Шуйский встречает шведского воеводу Делагарди (гравюра худ. Р. Штейн, Ю. Карлович)

Fig. 22. a – Map of the invasion of Polish and Swedish troops on the territory of the Russian state; б – Polish troops (art. A. Telenik); в – Swedish troops Prince M. Skopin-Shuisky meets the Swedish governor Delagardi (arn. R. Stein, Y. Karlovich)

отрядов отправилась грабить на Вагу, а другая – разорила Николо-Корельский монастырь, посады Архангельска, Неноксу, Луду (рис. 22 а, б) (Мельникова, 1982).

Шведы считали Великий Новгород своей военной добычей и плацдармом для освоения и захвата всего северо-запада России как им обещал Лжедмитрий. Они требовали передать им исконные русские земли – Псков, Гдов, Ижору, южное Приладожье, Колу и весь Кольский полуостров, Соловецкий монастырь, Северную Карелию, Архангельск, Холмогоры (рис. 22 а, в).

Англичанам в эти годы захотелось захватить русский Север и овладеть Волжским путем на Каспий. В 1609 г. Томас Чемберлен представил королю проект английской интервенции в России. Англичане предложили русскому правительству помощь вооруженными силами. В июне 1612 г. в Архангельск прибыли корабли с английскими войсками. Их представитель Я. Шав отправился в лагерь князя Д. М. Пожарского в Ярославль договориться об условиях оказания помощи, но руководители ополчения решительно отказалось от этой военной помощи.

Секретный проект польской колонизации Архангельска и прилежащих земель получил огласку зимой 1610–1611 гг. Шведский король был готов принять в нем участие, если московские бояре откажутся выплатить ему долг царя Василия Шуйского. В январе 1611 г. Карл IX обратился с посланием к настоятелю Соловецкого монастыря с предостережением о польских интригах. Лжедмитрию II, было сообщено об этом. Король предложил ему союз против поляков при выплате долгов (Форстен, 1889). Он пугал «московитов» вторжением на русский Север в интересах поляков и предлагал боярам помощь против поляков, если они «надлежащим образом» уплатят все долги перед ним (Видекинд, 2000).

Намерение Сигизмунда III привлечь испанский флот для колонизации северных территорий Московии выводило такой план на новый уровень опасности. О проекте польско-испанского вторжения на русский Север знали не только в Швеции, но и в Англии. В 1611 г. Сигизмунд III обратился к королю Якову I, прося его подтвердить, что английские купцы не будут вмешиваться в поли-

тические события, происходящие в Московии, и в случае их эскалации не будут помогать русским наемниками и военными товарами (Таймасова, 2020). Опасения, что Лондон выберет сторону польского короля, заставили московские власти щедро расплатиться с английскими «гостями».

План захвата Русского Севера англичанами в 1612 году

При Иване Грозном агенты Московской компании в России оказывали английскому двору услуги в области военной и экономической разведки: они вербовали русских купцов и должностных лиц, подкупали их, шантажировали.

Гораздо позже, в начале XX в., вскрылись планы Англии по захвату всего русского Севера. В 1914 г. – санкт-петербургский архивист Инна Любименко – знаток русско-британских торговых связей рубежа XVI–XVII столетий, работая в английском спецхране, обнаружила странные материалы и почти сразу же поняла, что держит в руках настоящую историческую «бомбу». Она написала статью «Английский проект 1612 г. о подчинении русского севера протекторату короля Иакова I» и опубликовала ее (Любименко, 1914; Lyubimenko, 1914).

Первым документом оказалась копия письма, адресованного Тайному совету при дворе короля Карла I. Английский капитан Чемберлен, который в 1610–1613 гг. принимал участие в какой-то чрезвычайно тайной миссии, сообщал: «По своем возвращении из России, я представил покойной памяти королю Иакову I все русское государство, ежегодный коронный доход с которого достигает 8 миллионов фунтов стерлингов. Сэр Джон Меррик и сэр Уильям Руссель были посланы к дворянству этой нации… и предложили от имени короля Великобритании, что Его Величество сделается их императором и покровителем, на что, в общем, они согласились с благодарностью и послали своего посла с великим подарком к королю, чтобы вступить с ним по поводу этого дела в переговоры».

Во втором документе речь шла уже о самих переговорах и предварялась оценкой российских реалий в Смутные времена. Говорилось о территориях, что еще не затронуты войной и еще «сохранивших целостность», и о тех, кто уже «предвкушают» грядущие «ужасы ее» и, «наслышанные о славе Его Величества, его великом разуме и доброте, предпочитают отдаться в его руки, чем в какие бы то ни было другие».

В этих переговорах ведущая роль принадлежала главе Московской компании Джону Смиту, который успел привлечь к ним «авторитетных британских купцов». Следующая цитата помогает осознать, как размеры английских территориальных притязаний, так и надежды английской негоциантской дипломатии: «Если бы Его Величество получил предложение суверенитета над той частью Московии, которая расположена между Архангельском и Волгой, и над водным путем по этой реке до Каспийского или Персидского моря, или, по крайней мере, протекторат над нею и полную свободу для английской торговли, это было бы самым счастливым предложением, когда-либо сделанным нашему государству с тех пор, как Колумб предложил Генриху VII открыть для него Вест-Индию…» (рис. 23).

Зная о скудости британской казны, автор вносит изобретательное предложение – взвалить финансовое бремя по переходу Русского Севера под длань монарха Англии на… русских. И даже бегло обрисовывает схему – как это можно сделать. В мае британский флот уйдет из Англии для заключения договора с русским населением, а по осени, когда двинется обратно, русским «разрешается отправить с ними своих послов для подтверждения договора», «а тем временем пусть они приготовятся передать в руки английской компании достаточно казны и товаров, чтобы оплатить вооружение и перевоз нужного им количества войска».

С середины XVI в. главным торговым путем англичан в Россию был город Архангельск. С того самого периода британские купцы завладели привилегированным положением во внешней торговле Московии. В самых крупных и успешных городах – Москве, Ярославле, Архангельске, Вологде, Астрахани, Казани – работали дворы Лондонско-Московской компании. Британские купцы были готовы поддержать любую новую власть, пообещавшую им былую стабильность. Цель одна – контроль над главным торговым транзитом через Россию. После представленного Джоном Меррик предложения, летом 1612-го в Архангельске высадилось вооружённое английское подразделе-

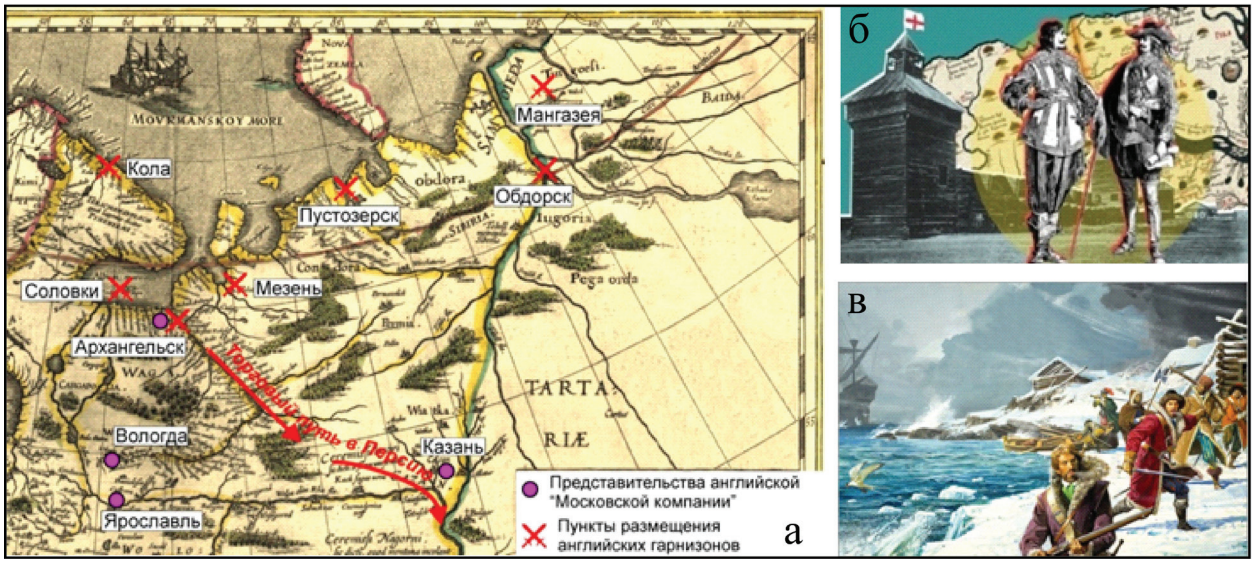


Рис. 23. а – План захвата англичанами Русского Севера в 1612 г., составлена на основе карты России царевича Федора Годунова, изданной в 1613 г. голландским картографом Гесселем Герритсом в Амстердаме; б – английский проект 1612 г. о подчинении Русского Севера протекторату короля Иакова I (худ. К. Лисицкая); в – резидент Лондонской Московской компании Джон Мейрик с английскими солдатами в Архангельске (Русская семерка)

Fig. 23. a – Russian North's capture planin 1612, compiled on the basis of Tsarevich Fyodor Godunov's map of Russia, published in 1613 by Dutch cartographer Hessel Gerritsin Amsterdam; б – the English draft of 1612 on the subordination of the Russian North to the protectorate of King James I (art K. Lisitskaya); в – resident of the London Moscow Company John Meyrick with British soldiers in Arkhangelsk (Russian Seven)

ние в 150 солдат. Есть записи о том, что отряд прибыл в Ярославль к князю Пожарскому для освобождения Москвы от поляков.

В английских архивах сохранился набросок проекта, датированного 14 апреля 1613 г., автором которого являлся Джулиус Сизар, влиятельный канцлер казначейства времен Иакова I. В проекте утверждалось, что на не затронутом войной Севере «народ желает и даже вынужден необходимостью отдаться в руки какого-нибудь государя, способного защитить его, и желает подчиниться правлению иностранца, видя, что никого не осталось из его собственных государей». Чуть далее идет замечание об «укреплении» Архангельского порта и достаточно ли для этого будет «1000 английских солдат». Летом 1611 г. представители северных русских областей уже вели соответствующие переговоры с агентом английском компании Джоном Мерриком (Лабутина, 2011).

Авторы проекта уверяли короля Якова I, что у него было «достаточно оснований, чтобы взять в свои руки защиту этого народа и протекторат над ним на условиях, могущих обеспечить и оградить свободу торговли, которую мы уже ведем и предпримем в дальнейшем». Они просили направить уполномоченное лицо на север, чтобы провести переговоры с местным населением о заключении договора на условиях суверенитета или протектората. Англичане с еще досмутных времен мечтали проложить транзит через Россию «в Шемаху, Бухару, Самарканд и Китай». На волне Смуты захотели уже всю Россию. И в лице своих полпредов – Джона Смита и Джона Меррика – агентов Московской торговой компании готовились к завуалированному захвату Архангельской и Вологодских областей и практически всего Поволжья с выходом к Каспию.

Попытка Британии провести «мягкую оккупацию» российских территорий так и не удалась. Россия справилась с польской интервенцией. В феврале 1613-го трон Московии занял первый из династии Романовых – царь Михаил. Правил крепко, разброд в стране пресек и, тем самым, все планы англичан разрушил окончательно. Но и по сей день немногие знают, что история Государства Российского в первое десятилетие XVII в. могла сложиться совсем иначе. И что сегодня мы вполне могли быть не гражданами Российской Федерации, а подданными английской короны.

К началу XVII в. кремлевским властям было хорошо известно о богатых месторождениях благородных металлов в «земле Писид» (Таймасова, 2020). Однако удаленность и труднодоступ-

ность тех мест делала такие знания бесполезными на протяжении долгого времени. Царь Василий Шуйский озаботился вопросом улучшения денежного дела на Москве и обратился за помощью к англичанам. Он вернул купцам Московской компании все привилегии и повольности (Бантыш-Каменский, 1894). Приватным порядком, через английских «гостей» царь просил короля Якова I прислать специалиста в деле очистки природного золота. Предполагалось, что на московском денежном дворе будет изготавливаться русская золотая монета, которая по чистоте металла не уступала бы европейским стандартам. Для осуществления этого проекта ко двору царя Василия около 1608 г. прибыл «пробирных дел мастер» Уолтер Басби с рекомендациями от Якова I (Курлаев, Манькова, 2005).

Москва намеревалась передать прииски «земли Писид» купцам Московской компании на условиях «концессии». Часть добытого золота должна была поступать в царскую казну в качестве «концессионных» выплат. Однако по некоторым причинам сделка с Московской компанией не состоялась, и английский пробирщик оказался не у дел. Согласно этому дополнительному плану территория русского севера, уходящая под контроль англичан, простиралась от Кольского полуострова до Урала и далее до реки Енисей и включала в себя все богатейшие земли Сибири с пушниной, в том числе и «Златокипящую» Мангазею.

Пока документ был на рассмотрении короля Якова, в Англии начали собираться отряды «добровольцев», готовых выступить на стороне Московского царства против польских интервентов. В реальности они пытались проникнуть в Архангельск. По совету князя Дмитрия Пожарского – главы народного ополчения, воевавшего с поляками на русской территории, англичан-добровольцев на Север не пустили (Бантыш-Каменский, 1894). Тем временем в октябре 1612 г. польских интервентов изгнали из Москвы, а в январе 1613 г. на престол вступил Михаил Романов.

Возродиться в короткие сроки Русскому государству помогла торговля сибирскими мехами, на которые так настойчиво претендовали англичане. Да и дальнейшая война с Польшей, по результатам которой Москва вернула Смоленск с Левобережной Украиной, велась на те же деньги. В разгар военных сражений в казну шли сотни тысяч рублей, вырученных от экспорта на Запад сибирских мехов. Так что намерения Лондона понятны и имели далеко идущие планы. С тех пор англичане не раз пробовали взять реванш, прибрав все же к своим рукам Русский Север. Следующая неудачная попытка была предпринята в Крымскую войну 1854-го года, но тогда британский флот отбыл ни с чем. А последний явный случай датируется 1918 г., когда в разгар Гражданской войны англичане уже было схватились за заветные северные богатства, но, увы, снова ушли с позором восвояси.

Заключение

На протяжении всей истории существования Русского государства русским людям приходилось защищать северные и северо-западные земли от попыток западных стран захватить их. В XII–XIV вв. эти попытки имели форму крестовых походов и активно поддерживались католической церковью, стремившейся распространить свое влияние дальше на Восток. Эта агрессия с Запада происходила в тот момент, когда Русь была сильно ослаблена в результате нашествия татаро-монголов, разгромивших большинство русских княжеств. В этих условиях великий князь новгородский Александр Невский принял единственно верное решение согласиться на вассальную зависимость от Золотой Орды, чтобы все силы бросить против агрессоров с Запада. Разгромив немецких и шведских рыцарей, он сохранил независимое русское православное государство.

Иван III Великий осуществил объединение русских земель под властью Москвы с увеличением территории Руси до 2.8 млн км^2 и сделал решительный шаг к преодолению феодальной раздробленности и ликвидации удельной системы, заложил экономические, политические, юридические и административные основы единого государства и стал первым русским императором.

В последующие столетия Русское государство, объединенное под властью Москвы, сумело в борьбе со Швецией и Польшей отстоять и укрепить свои западные рубежи. В начале XVII в. провалились попытки Англии, воспользовавшись Смутой, захватить русские северные территории, богатые природными ресурсами и торговый волжский путь в Персию.

Походы новгородцев и затем поморов позволили освоить Поморье, бассейн Белого моря, Кольский полуостров, защитить их от иностранных посягательств и получить свободный выход в Северный Ледовитый океан. Морские плавания поморов на арктические острова и вдоль северного побережья Студеного моря положили начало освоению Северного Морского пути – кратчайшего маршрута из Европы в Китай.

Северные земли стали источником неисчерпаемых ресурсов, прежде всего пушнины, которые были основой экономического развития Русского государства. Именно пушнина, добытая на Севере, являлась практически единственным экспортным товаром, который позволял закупать за границей товары, не производившиеся на Руси. Это, прежде всего, черные, цветные и драгоценные металлы, материалы необходимые для развития промышленности и обороноспособности страны. Фактически «мягкая рухлядь» играла во внешней торговле ту же роль, которую сейчас выполняют нефть и газ.

Продажа северной пушнины позволила преодолеть экономический упадок периода Смуты в начале XVII в. и заложить основы мощного государства. При этом даже в самые тяжелые времена удалось оградить этот регион от захвата иностранцами, сохранив его за русским государством.

Сейчас значение этих огромных территорий только возрастает. Северный морской путь – важнейшая транспортная артерия, связывающая восток и запад нашей страны. Весь этот регион является неисчерпаемым источником ресурсов, который обеспечивает независимое развитие России на долгие годы вперед.

Литература

1. Азбелев С. Н. Варяго-русский вопрос в историографии: Гостомысл. М. Изд-во: Русская панорама, 2010. С. 598–618.
2. Александр Невский. Большая советская энциклопедия. 3-е издание. В 30-ти томах / Гл. ред. А. М. Прохоров. М. Изд-во: Советская энциклопедия, 1969–1978.
3. Бантыш-Каменский Н. Н. Обзор внешних сношений России по 1800 г. Ч. I. М. Изд-во: Типография Э. Лисснера и Ю. Романа, 1894. 304 с.
4. Бегунов Ю. К., Клейненберг И. Э., Шаскольский И. П. Письменные источники о Ледовом побоище. Ледовое побоище 1242 г.: Труды комплексной экспедиции по уточнению места Ледового побоища. М.–Л. Изд-во: Наука, 1966. С. 213.
5. Белов М. И. Арктическое мореплавание с древнейших времен до середины XIX века. История открытия и освоения Северного морского пути. Т. 1. М. Изд-во: Речной транспорт, 1956. 591 с.
6. Василик В. В. Александр Невский и Финляндия (поход 1256 года, его причины, характер и результаты). Изд-во: Санкт-Петербург и страны северной Европы. 2018. Т. 19, № 2. С. 88–102.
7. Видекинд Ю. История шведско-московитской войны XVII века. М. Изд-во: Памятники исторической мысли, 2000. 656 с.
8. Волков В. А. Войны и войска Московского государства (конец XV – первая половина XVII вв.). М. Изд-во: Эксмо, 2004. 572 с.
9. Выборгский замок от «А» до «Я» / Ред. Ю. И. Мошник, А. В. Мельнова. 3-е изд. испр. и доп. Выборг. Изд-во: Выборгский объединенный музей-заповедник, 2023. 408с.
10. Гадзяцкий С. С. Карелы и Карелия в Новгородское время. Петрозаводск. Государственное издательство Карело-Финской ССР, 1941. 194 с.
11. Гиппинг А. И. Нева и Ниеншанц. М. Изд-во: Российский архив, 2003. 472с.
12. Гринберг М. Шведский крестовый поход против Новгорода в 1348 г. и московско-новгородские отношения // Rossica antiqua, 2019. № 17 (1/2). С. 56–86.
13. Карамзин Н. М. История Государства Российского: В XII томах. В 3 книгах. Книга 2. Тома V–VIII. М. Изд-во: АСТ, 2008. 733 с.
14. Кирпичников А. Н. Каменные крепости Новгородской земли. Л. Изд-во: Наука, 1984. 276 с.
15. Кирпичников А. Н. Ледовое побоище 1242 г. (новое осмысление). Вопросы истории. 1994. № 5. С. 162–166.
16. Клесов А. А. Происхождение славян. ДНК-генеалогия против «норманнской теории». М. Изд-во: Алгоритм, 2013. 512 с.
17. Кривошеев Ю. В., Соколов Р. А. Политика Александра Невского в Балтийско-скандинавском регионе // Труды кафедры истории России с древнейших времен до XX века. Т. III. СПб. Изд-во: Санкт-Петербургский государственный университет. 2012. С. 265–295.
18. Кузьмин С. Л. Ладога в эпоху раннего средневековья (середина VIII – начало XII в.) // Исследование археологических памятников эпохи средневековья. СПб. Изд-во: Нестор-История, 2008. С. 69–94.

19. Курлаев Е. А., Манькова И. Л. Освоение рудных месторождений Урала и Сибири в XVII веке. М. Изд-во: Древлехранилище, 2005. 324 с.
20. Лабутина Т. Л. Англичане в допетровской России. Санкт-Петербург. Изд-во: Алетейя, 2011. 272с.
21. Любименко И. И. Английский проект 1612 года о подчинении Русского Севера протекторату короля Иакова I // Научный исторический журнал. СПб. Изд-во: Б. и.,1914.
22. Мельникова А. С. Московская Английская компания и русское денежное дело // Россия на путях цивилизации. М. Изд-во: Б. м., 1982. С. 115–125.
23. Митрополит Митрофан (Баданин). Первые имена в древней истории Кольского края // Человек в истории Севера: Материалы историко-краеведческой конференции. Шестнадцатые Феодоритовские чтения / Ред. митрополит Митрофан (Баданин). Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН, 2024. С. 10–20.
24. Новгородская Софийская первая летопись // Полное собрание русских летописей (ПСРЛ). Т. V–VI. СПб. Изд-во: Тип. Эдуарда Праца, 1851. С. 136.
25. Окладников Н. А. Российские Колумбы. Мезенские полярные мореходы и землепроходцы (XVI– начало XX века). Архангельск. Изд-во: ОАО «Правда Севера», 2008. 358 с.
26. Очерки русской культуры XIII–XV веков. Ч. 1. Материальная культура / Ред. А. В. Арциховского. М. Изд-во: МГУ, 1969. 480 с.
27. Повесть о житии и о храбрости благоверного и великого князя Александра. Библиотека литературы Древней Руси / РАН. Ин-т рус. лит. (Пушкинский дом); под ред. Д. С. Лихачева и др. СПб. Изд-во: Наука, 1997. / Т. 5: XIII век. 1997. 526 с.
28. Полное собрание русских летописей. Т. 3. Новгородская первая летопись старшего и младшего изводов / Ред. Б. М. Клосс. Москва: Языки русской культуры, 2000. 692 с.
29. Рифмованные хроники Ливонии / Пер. с верхненемецкого и комм. А. С. Игнатьева. М. Изд-во: Русская панорама, 2023. 536 с.
30. Сказание о Довмонте. Библиотека литературы Древней Руси / РАН. Ин-т рус. лит. (Пушкинский дом); под. ред. Д. С. Лихачева и др. Санкт-Петербург. Изд-во: Наука, 1997. Т. 6: XIV – середина XV века. 583 с.
31. Таймасова Л. Ю. Английский проект колонизации русского севера, или золото «Земли Писид» // Исторический формат. 2020. № 1. С. 96–114.
32. Форстен Г. В. Политика Швеции в Смутное время // Журнал министерства народного просвещения. Ч. CCLXI (Февраль). Санкт-Петербург. 1889. С. 325–349.
33. Хорошкевич А. Л. Торговля Великого Новгорода с Прибалтикой и Западной Европой в XIV–XV веках. М. Изд-во: АН СССР, 1963. 366 с.
34. Хроника Эрика. Составитель, ответственный редактор и редактор перевода А. А. Сванидзе. Перевод со старошведского А. Ю. Желтухина. Комментарии А. Ю. Желтухина и А. А. Сванидзе. Второе издание, исправленное и дополненное. М. Изд-во: РГГУ, 1999. 254 с.
35. Хрусталёв Д. Г. Северные крестоносцы. Русь в борьбе за сферы влияния в Восточной Прибалтике XII–XIII вв. Т. 2. СПб. Изд-во: Евразия, 2009. 464 с.
36. Шарымов А. Предыстория Санкт-Петербурга. 1703 год: книга исследований. СПб. // Журнал Нева, 2004. 784 с.
37. Шаскольский И. П. Борьба Руси за сохранение выхода к Балтийскому морю в XIV веке. Л. Изд-во: Наука, 1987. 174 с.
38. Шаскольский И. П. Сигтунский поход 1187 г. Борьба Руси против крестоносной агрессии на берегах Балтики в XII–XIII вв. Л. Изд-во: Наука, 1978. 245 с.
39. Широкорад А. Б. Северные войны России. М. изд-во: АСТ; Мн.: Харвест, 2001. 356 с.
40. Шкваров А. Г. Россия и Швеция. История военных конфликтов 1142–1809. Санкт-Петербург. Изд-во: RME GroupOy: Алетейя. 2012. 576 с.
41. Lyubimenko I. A Project of the Acquisition of Russia by James I // The English Historical Review. 1914. V. XXIX. P. 248–253.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 331–339

Механизм образования гранофировых пород массива Ярва-Варака (Мончегорский рудный район, Кольский полуостров): Sm-Nd и Rb-Sr системы и термодинамическое моделирование

Каулина Т. В. [1], **Анисимов Р. Л.** [2], **Кунаккузин Е. Л.** [1], **Балтыбаев Ш. К.** [2, 3], **Нерович Л. И.** [1]
[1] *Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, t.kaulina@ksc.ru*
[2] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, romjulleoanis@ipgg.ru*
[3] *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, shauket@mail.ru*

Аннотация. Проведено изучение Sm-Nd и Rb-Sr систем и термодинамическое моделирование процессов кристаллизации гранофировых пород массива Ярва-Варака Мончегорского рудного района Кольского полуострова. Считалось, что образование гранофира по всему разрезу массива обусловлено значительной коровой контаминацией при плавлении пород мишени в результате метеоритного удара. Полученные значения εNd для всех разновидностей пород массива в пределах -1 – +1 показывают, что родоначальный для пород Ярва-Вараки расплав имел изотопные характеристики Nd, близкие к хондритовому резервуару. Вмещающие гнейсы кольской серии (породы мишени) в 2.5 млрд лет (время образования массива) имели значения εNd = -2.4, что не могло существенно изменить Sm-Nd систему расплава. Термодинамическое моделирование минералообразования на основе минимизации энергии Гиббса показало принципиальную возможность образования гранофира в ходе фракционной кристаллизации магмы и без участия коровой контаминации. Предполагается, что роль метеоритного воздействия на магматическую камеру заключается в механическом смешивании гранофирового расплава с не полностью закристаллизованными породами базитового состава.

Ключевые слова: гранофир, расслоенные интрузии, термодинамическое моделирование, Sm-Nd, Rb-Sr, Кольский п-ов.

Mechanism of granophyre rocks formation of the Yarva-Varaka massif (Monchegorsk ore district, Kola Peninsula): Sm-Nd and Rb-Sr systems and thermodynamic modeling

Kaulina T. V. [1], **Anisimov R. L.** [2], **Kunakkuzin E. L.** [1], **Baltybaev Sh. K.** [2, 3], **Nerovich L. I.** [1]
[1] *Geological Institute of the Kola Science Center of RAS, Apatity, t.kaulina@ksc.ru*
[2] *Institute of Precambrian Geology and Geochronology of RAS, St. Petersburg, romjulleoanis@ipgg.ru*
[3] *Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, shauket@mail.ru*

Abstract. The Sm-Nd and Rb-Sr systems were studied and thermodynamic modeling of crystallization processes of granophyre rocks of the Jarva-Varaka massif of the Monchegorsk ore district of the Kola peninsula was performed. It was believed that the granophyre formation throughout the section of the massif was due to significant crustal contamination during melting of the target rocks as a result of a meteorite impact. The obtained εNd values for all massif rock varieties within the range of -1 – +1 show that the parental melt for the Jarva-Varaka rocks had Nd isotopic characteristics close to the chondrite reservoir. The host gneisses of the Kola series (target rocks) at 2.5 Ga (the time of the massif formation) had values of εNd = -2.4, which could not significantly change the Sm-Nd system of the melt. Thermodynamic modeling of mineral formation based on Gibbs energy minimization has shown the fundamental possibility of granophyre formation during fractional crystallization of magma without crustal contamination. It is assumed that the role of meteorite impact on the magma chamber consists in mechanical mixing of granophyre melt with incompletely crystallized rocks of basic composition.

Keywords: granophyre, layered intrusions, thermodynamic modeling, Sm-Nd, Rb-Sr, Kola Peninsula.

Введение

Расслоенный массив Ярва-Варака, расположенный на севере Мончегорского рудного района Кольского полуострова, представляет собой интрузивное тело размером 1.7×2.2 км, мощностью до 2 км. Возраст массива составляет 2498–2496 млн лет (Расслоенные интрузии…, 2004; Kaulina et al., 2021). Массив Ярва-варака сложен норитами двух типов, гиперстеновыми диоритами, пижонит-

авгитовыми диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Вмещающими породами являются гнейсы кольской серии и разнообразные тела гранитоидов. Массив представляет особый интерес, поскольку по геолого-геохимическим данным он может быть сопоставлен с магматическим комплексом Садбери импактного происхождения (Nerovich et al., 2023).

Для всех изученных пород массива характерна массивная текстура и хорошая сохранность магматической, чаще гипидиоморфнозернистой структуры с участками микропегматитовой. Часто отмечается порфировидная структура, а в скважинах представлены и порфиритовые разности норитов и диоритов. Общим для всех пород является также прямая зональность ортопироксена и призматического плагиоклаза. Одной из основных сходных черт массива Ярва-Варака и магматического комплекса Садбери является присутствие гранофира по всему разрезу. Гранофир представляет собой разновидность пегматита с микрографической (гранофировой) структурой и часто наблюдается в породах расслоенных комплексов, но, как правило, он составляет доли процента от общего объема интрузивов (Налдретт, 2003; Расслоенные интрузии…, 2004). Разрез массива Ярва-варака, подобно Садбери представляет собой примерно 2 км гранофировых пород, начиная с предполагаемого дна магматической камеры (Nerovich et al., 2023). Наличие гранофира по всему разрезу пород массива может говорить о существенном вкладе корового вещества. Также на коровую компоненту в исходных расплавах указывают хорошо выраженные Nb-Ta минимумы, которые характерны как для пород массива Ярва-Варака (Nerovich et al., 2023) так и магматического комплекса Садбери (Chai, Eckstrand, 1994; Lightfoot et al., 2001; Налдретт, 2003).

Наличие гранофира на дне магматической камеры и далее вверх по разрезу лучше всего можно объяснить взрывом в приповерхностных условиях. Взрыв могут обеспечить два механизма. Первый – это катастрофически быстрое поступление разогретой базитовой магмы в верхние горизонты коры, взрыв и образование депрессии с обрушением значительных объемов пород кровли. То есть это, похоже, но не идентично классической трубке взрыва. Данный механизм хорошо согласуется с небольшими по площади размерами массива Ярва-Варака. Второй механизм – это импактное событие с плавлением основного и кислого материала в породах «мишени», как принято для Садбери. Но, если мощность разреза магматического комплекса в обоих интрузивах составляет около 2 км, то площадь развития пород в них несопоставима: в Садбери породы простираются более чем на 100 км, в Ярва-Вараке примерно на 2 км. Это, вероятно, можно объяснить разницей в размерах и углах падения метеоритов.

В пользу импактного события в структуре Ярва-Варака говорят находки в гнейсах и гранитоидах обрамления псевдотахилитовой брекчии, полос смятия в биотите и клиноцоизите, планарных структур в кварце (Nerovich et al., 2023), диаплектовых стекол циркона, плагиоклаза и силлиманита (Kaulina et al., 2021) и деформационных микроструктур в монаците (Kaulina et al., 2023). Хотя многие из вышеперечисленных структур характерны и для эндогенных процессов (French and Koeberl, 2010), совокупность имеющихся признаков позволяет с большой долей вероятности говорить об импактном происхождении структуры Ярва-Варака.

В данной статье представлены изотопные Sm-Nd и Rb-Sr анализы для всех разновидностей пород массива, а также результаты термодинамического моделирования, позволяющие рассмотреть условия кристаллизации гранофировых пород массива Ярва-Вараки.

Методы исследования

Изотопный Sm-Nd и Rb-Sr анализ пород массива Ярва-Варака проводился в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты. Первые данные были опубликованы в работе (Нерович и др., 2019). Методика подробно описана в работе (Баянова, 2004).

Термодинамические расчеты минералообразования производились в программе MAGEMin (Riel et al., 2022). Алгоритм работы программы основан на поиске минимума энергии Гиббса, что определяет устойчивый минеральный парагенезис для конкретного химического состава породы в рассматриваемом диапазоне температуры и давления. При расчетах была использова-

на термодинамическая база (Holland et al., 2018) с обновлением (Green et al., 2025) для системы K_2O–Na_2O–CaO–FeO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O–TiO_2–Fe_2O_3–Cr_2O_3.

Также для расчетов была использована программа MSC — Magma Chamber Simulator (Bohrson et al., 2014), являющаяся дополнением к программному пакету MELTS (Ghiorso, Sack, 1995; Asimow, Ghiorso, 1998). Программы семейства MELTS позволяют рассчитать последовательность кристаллизации минеральных фаз из расплава заданного состава и оценить эволюцию остаточного расплава в условиях равновесной или фракционной кристаллизации. MCS – термодинамическая модель открытой системы, где возможно моделирование чистой фракционной кристаллизации с учетом ассимиляции вмещающих пород и/или смешения с добавочными порциями расплава.

Результаты и обсуждение

Sm-Nd и Rb-Sr изохроны определили для пород массива близкие возрасты: 2607±180 и 2587±160 млн лет (рис. 1, табл. 1), что несколько древнее U-Pb возраста пород, полученного по циркону и бадделеиту (2498–2496 млн лет), но в пределах ошибки согласуется с ним.

Таблица 1. Sm-Nd и Rb-Sr данные для пород массива Ярва-Варака
Table 1. Sm-Nd and Rb-Sr data for rocks of the Jarva-Varaka massif

Номер пробы	Порода	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$ (± 2σ)	εNd(T)	T_{CHUR}	T_{DM}
1/114a	мафитовый норит	4.330	21.667	0.120787	0.511376 ± 10	-0.2	2525	2897
12/113	мафитовый норит	4.477	23.313	0.116077	0.511306 ± 10	-0.1	2509	2866
12/213	мафитовый норит	4.454	23.584	0.114164	0.511264 ± 18	-0.3	2528	2875
13/113	мафитовый норит	3.087	16.235	0.114938	0.511237 ± 21	-1.0	2601	2938
4/118	фельзитовый норит	2.943	16.077	0.110655	0.511269 ± 17	1.0	2416	2770
25/113	фельзитовый норит	3.128	16.926	0.111710	0.511226 ± 15	-0.2	2522	2862
26/113	фельзитовый норит	2.793	15.043	0.112243	0.511245 ± 13	0.0	2504	2849
27/113	фельзитовый норит	3.537	18.794	0.113766	0.511281 ± 26	0.2	2485	2838
15/113	пиж.-авгитовый диорит	7.539	39.251	0.116093	0.511289 ± 11	-0.4	2541	2892
11/118	пиж.-авгитовый диорит	7.681	40.928	0.113439	0.511254 ± 15	-0.2	2524	2869
21/113	гиперстеновый диорит	8.881	48.281	0.111185	0.511201 ± 09	-0.5	2551	2884
28/113	гиперстеновый диорит	5.270	28.159	0.113130	0.511230 ± 08	-0.6	2558	2896
19/113	кварцевый диорит	9.557	50.071	0.115370	0.511281 ± 13	-0.3	2533	2884
22/113	кварцевый диорит	7.847	42.163	0.112499	0.511096 ± 17	-3.0	2778	3077

		Rb. ppm	Sr. ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$ ± 2σ%	εSr(T)	ISr(T)
1/114	мафитовый норит	18.59	259.4	0.202181	0.71116 ± 22	34.3	0.70385
1/114a	мафитовый норит	18.68	236.3	0.223066	0.71147 ± 21	28.0	0.70341
12/113	мафитовый норит	21.24	235.7	0.254249	0.71187 ± 19	17.6	0.70268
3/213	фельзитовый норит	22.33	289.3	0.222401	0.71073 ± 18	17.8	0.70269
25/113	фельзитовый норит	20.49	268.7	0.215149	0.70967 ± 20	6.4	0.70190
27/113	фельзитовый норит	29.37	285.4	0.290355	0.71303 ± 18	15.5	0.70254
15/113	пижонит-авгит. диорит	38.83	194.3	0.563844	0.72136 ± 17	-6.6	0.70098
21/113	гиперстеновый диорит	53.56	215.4	0.701551	0.72762 ± 15	11.7	0.70227
28/113	гиперстеновый диорит	37.82	249.3	0.427951	0.71955 ± 19	37.6	0.70408
19/113	кварцевый диорит	51.43	192.9	0.752305	0.73192 ± 14	46.9	0.70473
22/113	кварцевый диорит	71.72	237.4	0.852362	0.73516 ± 18	41.5	0.70436

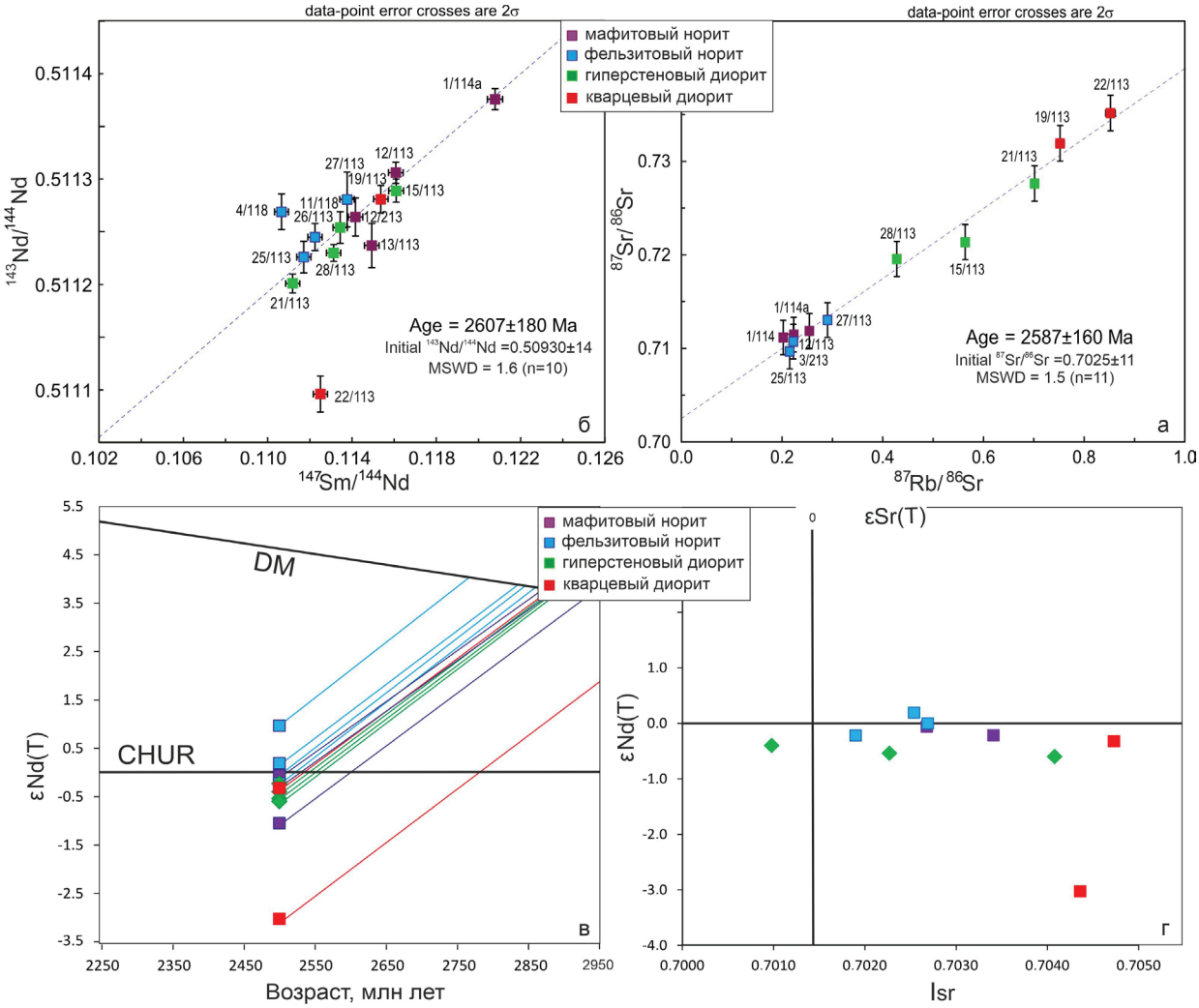


Рис. 1. Sm-Nd и Rb-Sr данные для пород массива Ярва-Варака: а – Sm-Nd изохрона для всех разновидностей пород массива; б – Rb-Sr изохрона; в – диаграмма εNd – возраст; г – соотношение изотопного состава Nd и Sr в породах массива

Fig. 1. Sm-Nd and Rb-Sr data for the rocks of the Jarva-Varaka massif: a – Sm-Nd isochron for all rock varietes; б – Rb-Sr isochron; в – diagram εNd – age; г – ratio of isotopic composition of Nd and Sr in the massif rocks

Растяжка точек на изохронах связана с фракционной кристаллизации магмы, в ходе которой Nd и Rb концентрируются в остаточных расплавах относительно Sm и Sr, и более поздние дифференциаты – гиперстеновые и кварцевые диориты – имеют меньшие Sm/Nd и большие Rb/Sr отношения, чем мафитовые и фельзитовые нориты. Эти изменения не так очевидны на Sm-Nd диаграмме, где большинство точек образует облако в узких пределах $^{147}Sm/^{144}Nd$ отношений (рис. 1 а), зато хорошо видны на Rb-Sr изохроне, где отношения $^{87}Rb/^{86}Sr$ меняются в более широком диапазоне (рис. 1 б).

Значения εNd для всех разновидностей пород находятся в пределах -1 – +1, кроме одного значения кварцевого диорита с εNd = -3. То есть, родоначальный для пород Ярва-Вараки расплав имел изотопные характеристики Nd, близкие к хондритовому резервуару (рис. 1 в) и отделился от этого резервуара, судя по модельным возрастам, близко ко времени своей кристаллизации в 2.51–2.60 млрд лет (табл. 1). Считается, что образование расслоенных интрузий Фенноскандинавского щита связано с поднятием мантийных плюмов (Amelin et al., 1996; Puchtel et al., 1997; Hanski et al., 2001). Исследования изотопного состава Os в породах Мончеплутона показало, что его образование продуцировано мантийным плюмом с хондритовыми параметрами Re-Os системы (Yang et al., 2016). Значения I_{Sr} находятся в пределах 0.701–0.705 (рис. 1 г, табл. 1).

Таким образом, Sm-Nd и Rb-Sr изотопные системы на первый взгляд не показывают заметной коровой контаминации расплава при формировании пород массива Ярва-Варака, тогда как

для норита Садбери первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ равно 0.7071 ± 0.0005 (Hurst, Farhat, 1977) при εNd в пределах -6 ÷ -9 (Налдретт, 2003). Как уже отмечалось, породы магматического комплекса Садбери (1.85 млрд лет) образовались полностью из корового материала от ультрамафит-мафитового до кислого состава, переплавленного в результате падения метеорита. В случае Ярва-Вараки падение метеорита возможно не привело, а совпало по времени с формированием массива, то есть метеорит попал в кристаллизующуюся близко к поверхности магматическую камеру, что согласуется с изометричной формой массива Ярва-Варака. Также надо иметь в виду разный возраст массивов. В 2.5 млрд лет гнейсы кольской серии (породы мишени) согласно данным (Мыскова, Милькевич, 2016) имели εNd = -2.4, поэтому добавка материала коры существенно не изменила Sm-Nd систему расплава.

Тем не менее, мы также предположили возможность образования гранофира в результате фракционной кристаллизации родоначальной магмы массива, без привлечения вещества вмещающих пород. Рассматривается модель, в которой на момент удара метеорита породы интрузии «базитового» состава частично находились в полураскристаллизованном состоянии, а дифференцированный кислый расплав (имеющий низкую температуру эвтектики) находился в жидком состоянии в какой-то части магматической камеры. Удар метеорита спровоцировал перемешивание полураскристаллизованной и жидкой магмы. Такое перемешивание могло быть вплоть до движения кислого расплава в нижележащие кумулятивные горизонты. Этот процесс привел к формированию гибридных пород массива.

Для проверки данной модели был рассчитаны:

– возможные химические составы гранофира во всех породах массива, основываясь на его минеральном составе и химическом составе слагающих его минералов;

– произведено вычитание полученных составов гранофира из всех составов пород в пропорциях, в которых гранофир присутствует в этих породах и получены «остаточные» составы.

На бинарных графиках «MgO-оксид» (рис. 2) видно, что получившиеся «остаточные» составы пород, как и следовало ожидать, оказались обеднены SiO_2, K_2O и несколько обогащены Al_2O_3, Na_2O и CaO. Это связано с преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом в гранофире. На получившиеся графики мы также нанесли рассчитанные составы гранофира (треугольники).

Следующим этапом работы была проверка модели фракционной кристаллизации на основе программных комплексов MAGEMin и MSC, чтобы выявить порядок кристаллизации минералов из расплава при различных P-T-X параметрах.

Для расчета фракционной кристаллизации в качестве исходного расплава был взят средний состав мафитовых норитов – самых примитивных пород массива (составы пород по Nerovich et al., 2023). Для оценки этого среднего состава использовались анализы пород, с вычтенным составом гранофира.

Были заданы следующие начальные параметры: давление 4 кбар, содержание воды в расплаве 0.1 вес. %, кислородный буфер QFM.

Давление было подобрано таким образом, чтобы в кислом остатке было преобладание кварца над полевыми шпатами, что и наблюдается в реальном гранофире. Стоит отметить, что в широком диапазоне давлений (до 9 кбар) последовательность кристаллизующихся минералов и их составы практически не изменяются, что делает выбор конкретного давления для расчета не таким важным.

Низкое содержание воды в расплаве было взято для того, чтобы в кислом остатке главным калиевым минералом был калиевый полевой шпат, а не биотит.

Кислородный буфер QFM был подобран, исходя из того, что большинство коровых пород образуются при данных условиях, а последовательность минералов и их пропорции, полученные при расчете с данным буфером, не противоречат реально наблюдаемым.

Результаты моделирования показаны на рис. 2 и 3. На графиках «MgO-оксид» (рис. 2) видно, что модельные траектории изменения состава остаточного расплава очень хорошо совпадают с облаками точек реальных пород массива с вычтенным гранофиром (за исключением FeOt). Однако, при этом фигуративные точки составов гранофира также хорошо ложатся на модельные

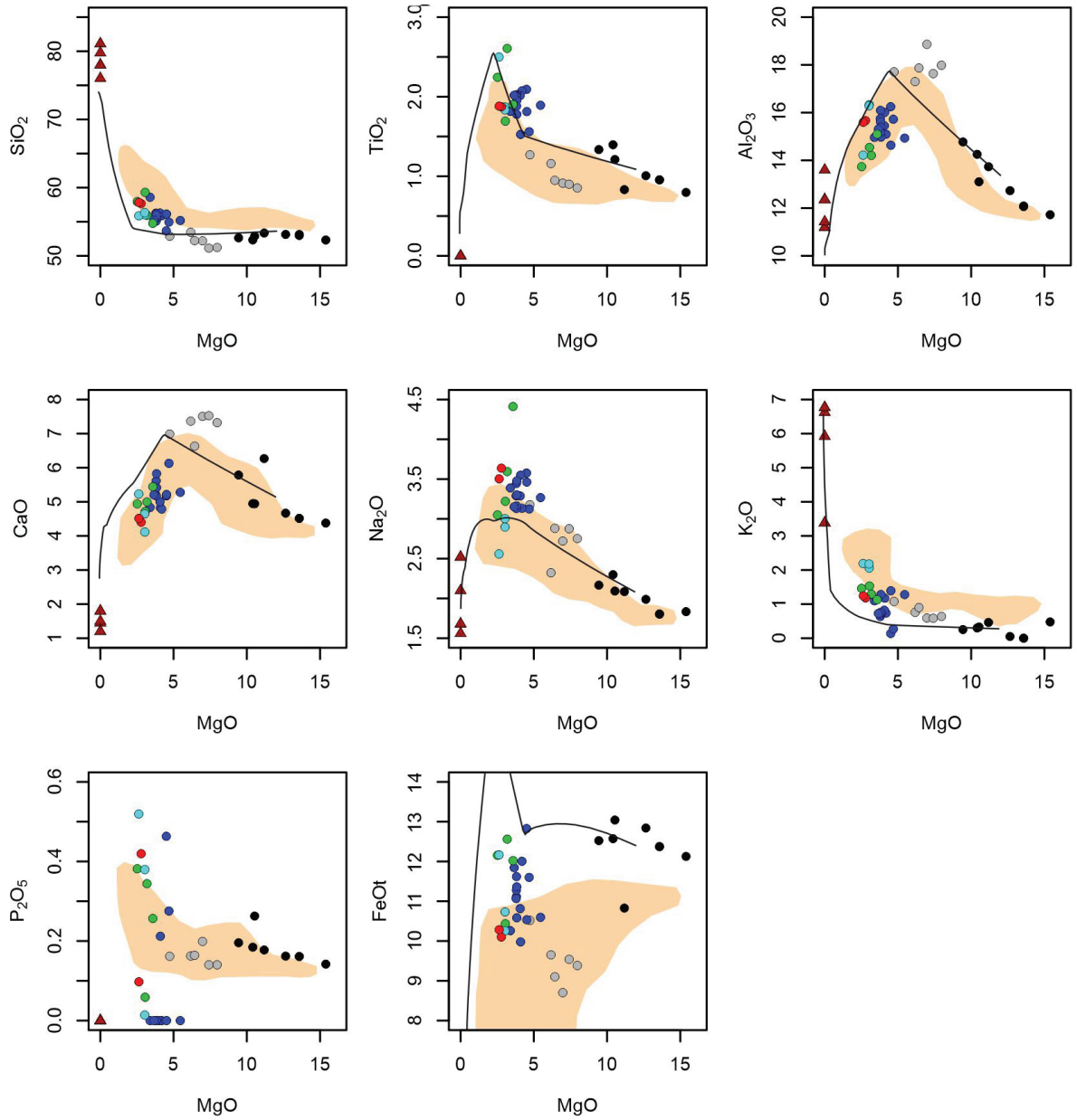


Рис. 2. Диаграммы MgO-оксид для пород массива Ярва-варака. Оранжевым полем обозначена область составов реальных пород массива, кругами – составы пород с вычтенным составом гранофира, треугольниками – составы гранофира. Черной линией показаны траектории кристаллизации, полученные в ходе моделирования фракционной кристаллизации. Черные круги – мафитовые нориты, серые – фельзитовые нориты, синие – гиперстеновые диориты, зеленые – пижонит-авгитовые диориты, голубые – кварцевые диориты, красные – гранодиориты

Fig. 2. MgO-oxide diagrams for rocks of the Jarva-Varaka massif. The orange field denotes the area of the real massif rock compositions, circles denote rock compositions with the granophyre composition subtracted, triangles denote granophyre compositions. The black line shows crystallization trajectories obtained during the modeling of fractional crystallization. Black circles are mafic norites, gray circles are felsic norites, blue circles are hypersthene diorites, green circles are pigeonite-augite diorites, light blue circles are quartz diorites, and red circles are granodiorites

кривые, причем как для случаев, когда составы располагаются на продолжении трендов составов пород массива (SiO_2, Al_2O_3, CaO, K_2O), так и когда содержание компонентов (TiO_2, Na_2O) в гранофире оказывается заметно меньшим, чем в породах массива.

На рис. 3 показано изменение модального состава кумулусных фаз от температуры, полученное в ходе моделирования. Наблюдается хорошая сходимость результатов моделирования с фактическими данными о минеральном составе пород массива, однако есть

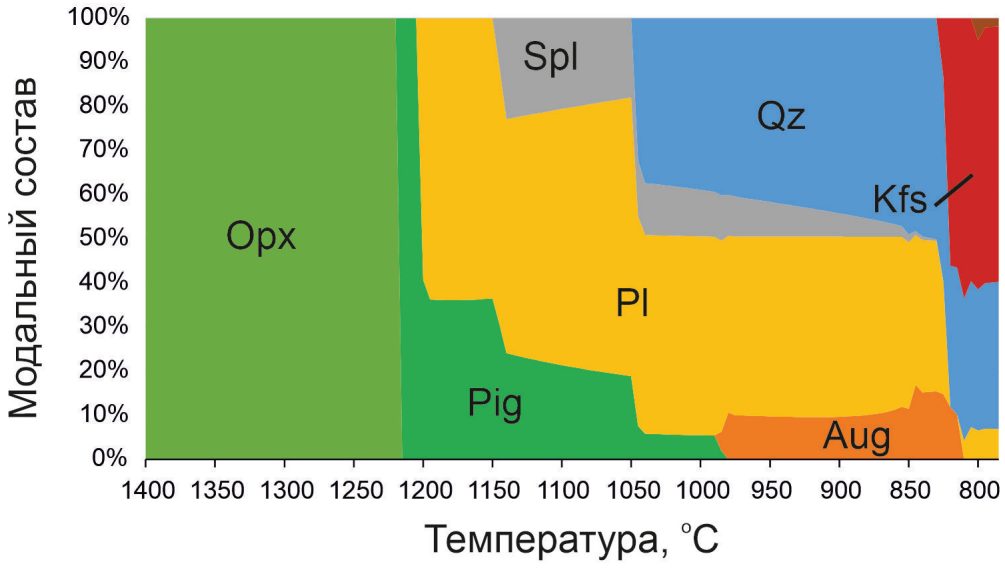


Рис. 3. Порядок и пропорции появления минералов при фракционной кристаллизации пород массива Ярва-Варака

Fig. 3. The order and proportions of minerals during fractional crystallization of the Jarva-Varaka massif rocks

и некоторые расхождения. Так, на самом раннем этапе кристаллизации образуется только ортопироксен, тогда как в самом массиве разрез начинается с мафитовых норитов, то есть с ассоциации «ортопироксен + плагиоклаз». Однако можно предположить, что ортопироксениты могли бы наблюдаться в основании разреза массива, не вскрытого бурением. Далее в ходе кристаллизации моделируется пижонит, в то время как в реальных породах на этом этапе кристаллизации (до появления плагиоклаза и совместно с ним) кристаллизуется ортопироксен. Однако, содержание Ca в пижоните, полученном в ходе моделирования, не превышает 0.11 а.ф.е., что составляет около 6 % Wo. Таким образом, это существенно низко-Ca пироксен, а его принадлежность к пижониту, а не к ортопироксену, можно объяснить неточностью моделирования. На поздних этапах кристаллизации моделируются авгит и кварц, что не противоречит фактическим наблюдениям. На заключительных этапах кристаллизации темноцветные минералы исчезают и начинается кристаллизация существенных объемов калиевого полевого шпата. Итоговая ассоциация «кварц + калиевый полевой шпат + плагиоклаз» соответствует минеральной ассоциации гранофира.

Заключение

Таким образом, изотопные системы показали, что родоначальный для пород массива Ярва-Варака расплав имел изотопные характеристики Nd, близкие к хондритовому резервуару и отделился от этого резервуара близко ко времени своей кристаллизации 2.51–2.60 млрд лет назад. Значения εNd для всех разновидностей пород в пределах -1 – +1 и ISr от 0.701 до 0.705 не противоречат коровой контаминации расплава при формировании пород массива Ярва-Варака, поскольку вмещающие гнейсы кольской серии (породы мишени) в 2.5 млрд лет имели значения εNd = -2.4, что не могло существенно изменить Sm-Nd систему расплава.

В ходе термодинамического моделирования выявлена принципиальная возможность образования гранофира за счет фракционной кристаллизации пород массива без участия контаминации. Точки фигуративных составов гранофира закономерно продолжают тренды кристаллизации пород массива, при этом модальный состав полученного кислого остатка отвечает составу гранофира. Моделирование кристаллизации пород массива показало, что мафитовые нориты и прочие породы массива Ярва-Варака могут быть объединены об-

щим трендом кристаллизации, то есть они могли быть сформированы в результате кристаллизации единой магмы, а не двух, как это предполагалось ранее (Nerovich et al., 2023).

У рассмотренной модели есть и свои слабые стороны. Во-первых, объем кислого остатка с момента появления калиевого полевого шпата, составляет всего 3 % тогда как среднее содержание гранофира в массиве составляет около 20 %. Если считать объем кислого остатка по появлению значительного количества кварца, то его объем будет больше – около 16 %, однако в таком случае в гранофире было бы заметно меньшее содержание калиевого полевого шпата.

Во-вторых, не ясен механизм проникновения кислого остатка в интеркумулусное пространство. Между кристаллами кумулуса в момент падения метеорита должен был находится родной интеркумулусный расплав, более основной, чем кислый остаток. Чтобы обеспечить замещение, нужно допустить проникновение более легкой и вязкой кислой жидкости на место более тяжелого и текучего основного расплава, что, возможно, могло бы быть осуществлено только в результате колоссального давления. К тому же, не ясно поведение раннего интеркумулусного расплава – смешался ли он с кислым или просочился во вмещающие породы?

В-третьих, если на момент воздействия метеорита породы массива находились в полузакристаллизованном состоянии, то почему при ударе сохранилась расслоенность?

В заключение надо добавить, что, если рассмотреть модель образования гранофирового расплава за счет ассимиляции пород массива веществом расплавленных пород рамы, при этом образование этого расплава связывать с метеоритом, то необходимо по меньшей мере 20 % подобного расплава для образования пород (если предположить, что кислый расплав сформировал только гранофир и не принимал участие в формировании минералов кумулуса).

Благодарности

Работа выполнена в рамках Госзадания ГИ КНЦ РАН по теме НИР FMEZ-2024-0006.

Литература

1. Баянова Т. Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб. Изд-во: Наука, 2004. 174 с.
2. Мыскова Т. А., Милькевич Р. И. Глиноземистые гнейсы кольской серии Балтийского щита (геохимия, первичная природа и возраст протолита) // Труды КарНЦ РАН. Серия: Геология докембрия. 2016. № 10. С. 1–29.
3. Налдретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометальных руд. СПб. Изд-во: СПбГУ, 2003. 487 с.
4. Нерович Л. И., Баянова Т. Б., Кунаккузин Е. Л., Елизаров Д. В., Базай А. В. К проблеме генезиса массива Ярва-варака (Мончегорский рудный район) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 413–417.
5. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / Ред. Ф. П. Митрофанов, В. Ф. Смолькин). В 2-х частях. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН, 2004. 177 с.
6. Amelin Y. V., Semenov V. S. Nd and Sr isotopic geochemistry of mafic layered intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the evolution of Paleoproterozoic continental mafic magmas // Contrib Mineral Petrol. 1996. V. 124. P. 255–272.
7. Asimow P. D., Ghiorso M. S. Algorithmic Modifications Extending MELTS to Calculate Subsolidus Phase Relations // American Mineralogist. 1998. V. 83. P. 1127–1131.
8. Bohrson W. A., Spera F. J., Ghiorso M. S., Brown G. A., Creamer J. B., Mayfield A. Thermodynamic model for energy-constrained open-system evolution of crustal magma bodies undergoing simultaneous recharge, assimilation and crystallization: the magma chamber simulator // Journal of Petrology. 2014. V. 55. P. 1685–1717. https://doi.org/10.1093/petrology/egu036.
9. Chai G., Eckstrand R. Rare-earth element characteristics and origin of the Sudbury Igneous Complex, Ontario, Canada // Chemical Geology. 1994. V. 113. P. 221–244.

10. French B. M., Koeberl C. The convincing identification of terrestrial meteorite impact structures: What works, what doesn't, and why // Earth-Science Reviews. 2010. V. 98. P. 123–170. https: doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.10.009.
11. Ghiorso M. S., Sack R. O. Chemical Mass Transfer in Magmatic Processes. IV. A Revised and Internally Consistent Thermodynamic Model for the Interpolation and Extrapolation of Liquid-Solid Equilibria in Magmatic Systems at Elevated Temperatures and Pressures // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1995. V. 119. P. 197–212.
12. Green E. C. R., Holland T. J. B., Powell R., Weller O. M., Riel N. Corrigendum to: Melting of Peridotites through to Granites: a Simple Thermodynamic Model in the System KNCFMASHTOCr, and, a Thermodynamic Model for the Subsolidus Evolution and Melting of Peridotite // Journal of Petrology. 2025. V. 66, Iss. 1. https:doi.org/ 10.1093/petrology/egae079.
13. Hanski E., Walker R. J., Huhma H., Suominen I. The Os and Nd isotopic systematics of the c. 2.44 Ga Akanvaara and Koitelainen mafic layered intrusions in northern Finland // Precam Research. 2001. V. 109. P. 73–102. https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00142-5.
14. Holland T. J. B., Green E. C. R., Powell R. Melting of Peridotites through to Granites: A Simple Thermodynamic Model in the System KNCFMASHTOCr // Journal of Petrology. 2018. No. 59. P. 881–900. https:doi.org/10.1093/petrology/egy048.
15. Hurst R. W., Farhat J. Geochronological investigations of the Sudbury Nickel Irruptive and the Superior Province granites north of Sudbury // Geochim Cosmochim Acta. 1977. V. 41. P. 1803–1815.
16. Kaulina T. V., Nerovich L. I., Il'chenko V. L., Lialina L. M., Kunakkuzin E. L., Ganninbal M. A., Mudruk S. V., Elizarov D. V., Borisenko E. S. Astroblems in the early Earth history: Precambrian impact structures of the Kola-Karelian region (East Baltic shield) // Geological and Geo-Environmental Processes on Earth. Springer Natural Hazards. Springer, Singapore. 2021. P. 25–37. https://doi.org/10.1007/978-981-16-4122-0_3.
17. Kaulina T. V., Shilovskikh V. V., Nerovich L. I., Savchenko E. E., Bocharov V., Lialina L., Il'chenko V. Microstructural Deformation and the Age of Monazite-(Ce) from Diatectite Granite in the Jarva-Varaka Structure (Kola Region, Russia) // Minerals. 2023. V. 13. P. 1325. https://doi.org/10.3390/min13101325.
18. Lightfoot P. C., Keys R. R., Doherty W. Chemical Evolution and Origin of Nickel Sulfide Mineralization in the Sudbury Igneous Complex, Ontario, Canada // Economic Geology. 2001. V. 96. P. 1855–1875.
19. Nerovich L. I., Kaulina T. V., Bayanova T. B., Ilchenko V. L., Kunakkuzin E. L., Bazai A. V., Mudruk S. V., Borisenko E. S., Sosnovskaya M. F. Granophyre norites and diorites of the Jarva- Varaka massif (Monchegorsk ore area, Kola Region, Russia): geology, petrography, geochemistry, geochronology and origin // Geochemistry International. 2023. V. 61, No. 6. P. 572–592. https:doi.org/10.1134/S0016702923060071.
20. Puchtel I. S., Haase K. M., Hofmann A. W., Chauvel C., Kulikov V. S., Garbe-Schonberg C. D., Nemchin A. A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // Geochim Cosmochim Acta. 1997. V. 61. P. 1205–1222.
21. Riel N., Kaus B. J. P., Green E. C. R., Berlie N. MAGEMin, an Efficient Gibbs Energy Minimizer: Application to Igneous Systems // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2022. V. 23. Ed. 7. https://doi.org/10.1029/2022GC010427.
22. Yang S-H., Hanski E., Li C., Maier W. D., Huhma H., Mokrushin A. V., Latypov R., Lahaye Y., O'Brien H., Qu W-J. Mantle source of the 2.44–2.50-Ga mantle plume-related magmatism in the Fennoscandian Shield: evidence from Os, Nd, and Sr isotope compositions of the Monchepluton and Kemi intrusions // Mineralium Deposita. 2016. V. 51. P. 1055–1073. https:doi.org/10.1007/s00126-016-0673-9.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 340–344

Спектроскопия комбинационного рассеяния синтетического Co-содержащего турмалина

Верченко П. А., Сеткова Т. В., Спивак А.В., Захарченко Е.С.
Институт экспериментальной минералогии им. академика Д. С. Коржинского РАН, Черноголовка, yapoletta@mail.ru

Аннотация. Синтез и исследования новых аналогов минералов, относящихся к надгруппе турмалина, направлены на изучение их кристаллохимических характеристик и разработку материалов с заданными физико-химическими свойствами. В рамках данной работы на природный затравочный кристалл эльбаита был осуществлен синтез Co-содержащего турмалина методом гидротермального роста в термоградиентных условиях при температуре 400/550 °C и давлении 100 МПа с использованием бор-хлоридных гидротермальных растворов. В результате эксперимента был получен нарост размером примерно 800 мкм. Розовато-бордовый наросший слой характеризуется зональным распределением элементов, при этом содержание кобальта варьирует от 12.37 до 16.86 мас. % CoO. Для синтезированного соединения были получены КР-спектры в диапазоне 100–1500 см$^{-1}$, и выполнен сравнительный анализ со спектром природного эльбаита. Установлено влияние вхождения Co в структуру турмалина на его спектроскопические характеристики. Обнаружены полосы со значениями волновых чисел ~ 268 см$^{-1}$ и ~ 446 см$^{-1}$ в диапазоне колебаний связей Y-O и Z-O октаэдров, не характерные для природной эльбаитовой затравки.

Ключевые слова: турмалин, КР-спектроскопия, гидротермальный синтез, кобальт, кристаллическая структура.

Raman spectroscopy of synthetic Co-bearing tourmaline

Verchenko P. A., Setkova T. V., Spivak A. V., Zakharchenko E. S.
Institute of Experimental Mineralogy named after Academician D. S. Korzhinsky RAS, Chernogolovka, yapoletta@mail.ru

Abstract. Synthesis and research of new analogues of minerals belonging to the supergroup of tourmaline are aimed at studying their crystallochemical characteristics and development of materials with specified physical and chemical properties. In this work, Co-bearing tourmaline was synthesized in the hydrothermal settings at a temperature gradient of 400/550 °C and pressure 100 MPa with boron-chloride hydrothermal solutions. As a result of the experiments, the dark pink overgrown layer up to 800 μm in size was obtained on the seed of natural elbaite crystal. The overgrown layer is characterized by zonal distribution of elements, with cobalt content varying from 12.37 to 16.86 wt. % CoO. The Raman-spectra in the range of 100–1500 cm^{-1} were obtained for the synthesized compound, and a comparative analysis with the spectrum of natural elbaite was performed. The influence of Co incorporation into the structure of tourmaline on its spectroscopic characteristics was determined. with wave number values ~ 268 cm^{-1} and ~ 446 cm^{-1} in the range Y-O and Z-O octahedral bonds, which are not representative of natural elbaite seed, were detected.

Keywords: Tourmaline, Raman-spectroscopy, hydrothermal synthesis, cobalt, crystal structure.

Введение

Турмалины – широко распространенные боросиликаты, обладающие сложной кристаллической структурой и вариативным химическим составом. Обобщенная структурная формула группы турмалина может быть представлена как $XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)_3V_3W$, где X – крупные пустоты, которые заполняют ионы Na^+, Ca^{2+}, K^+, или остаются вакантными □; Y – октаэдрическая позиция, заселенная атомами Fe^{2+}, Mg^{2+}, Mn^{2+}, Al^{3+}, Li^+, Fe^{3+} и Cr^{3+}; Z – искаженные октаэдры, центрируемые катионами Al^{3+}, Fe^{3+}, Mg^{2+}, и Cr^{3+}; T – тетраэдрическая позиция, может быть заселена атомами Si^{4+}, Al^{3+} и B^{3+}; V = OH^{1-} и O^{2-}, и W = OH^{1-}, F^{1-}, и O^{2-} (Henry et al., 2011). Наибольшая вариативность составов наблюдается на позициях X, Y, Z, W и V. При этом, турмалины рассматриваются как твердые растворы со множеством изоморфных замещений, которые приводят к появлению многочисленных конечных членов и делают кристаллохимию труднодоступной для полного описания (Bosi et al., 2005).

В связи с этим, актуальной задачей экспериментальной минералогии является получение новых лабораторных аналогов турмалина, с целью изучения их структурных характеристик и возможностей синтеза данного класса соединений для разработки новых материалов с заданными свойствами. В настоящее время получены синтетические аналоги турмалина с доминирующими катионами Pb, Ag, La, Co, Ga, Ge, Sn и др. (Воскресенская и др., 1973; London, 2011; Setkova et al., 2019, 2021; Vereshchagin et al., 2020, 2021), которые могут образовывать отдельные минеральные виды, но пока не встречаются в природе в достаточных количествах. Среди них значительный интерес представляет синтетический Co-содержащий турмалин, благодаря свой окраске, упрощенному составу и структурным характеристикам.

Спектроскопия комбинационного рассеяния – мощный инструмент для исследования дальних и ближних связей в кристаллических структурах, данный метод дает дополнительную информацию о связях между различными кристаллографическими позициями. В представленной работе изучены спектроскопические характеристики Co-содержащего турмалина.

Материалы и методы

Синтез исследуемых Co-содержащих турмалинов проводили в температурном диапазоне 400–550 °C и давлениях 100–150 МПа в условиях термоградиента с участием бор-хлоридных гидротермальных растворов (Сеткова и др., 2009). Для приготовления бор-хлоридных растворов использовали борную кислоту (H_3BO_3) концентрацией от 5 до 20 мас. %, хлорид натрия (NaCl) концентрацией от 5 до 15 мас. % и кристаллогидрат хлорида кобальта ($CoCl_2 \cdot 6H_2O$), с концентрацией до 30 мас. %. В качестве затравки использовали пластинки, вырезанные перпендикулярно оптической оси из кристаллов эльбаита Малханского месторождения (Забайкалье).

Химический состав образцов определяли на полированных поверхностях с углеродным напылением, с использованием растрового сканирующего микроскопа Tescan Vega II XMU с энергодисперсионным спектрометром (ЭДС) INCA Energy 450. КР-спектры получены на приборе Renishaw (RM1000), оснащенном микроскопом Leica, с использованием твердотельного лазера λ = 532 нм, спектры регистрировались при 50-кратном увеличении в течение 100 с, в диапазоне 100–1500 $см^{-1}$.

Результаты и обсуждения

Для спектроскопического исследования был выбран розовато-бордовый образец Co-турмалина с толщиной наросшего слоя ~ 800 мкм (рис. 1 а). Наросший слой характеризуется зональным распределением элементов (рис. 1 б). Содержание кобальта в наросшем слое снижается по мере удаления от границы с затравкой к периферии, в то время как содержания алюминия и кремния – напротив – увеличиваются. По химическому составу можно выделить три зоны (точки T1, T2, T3) и затравка Tz (табл. 1).

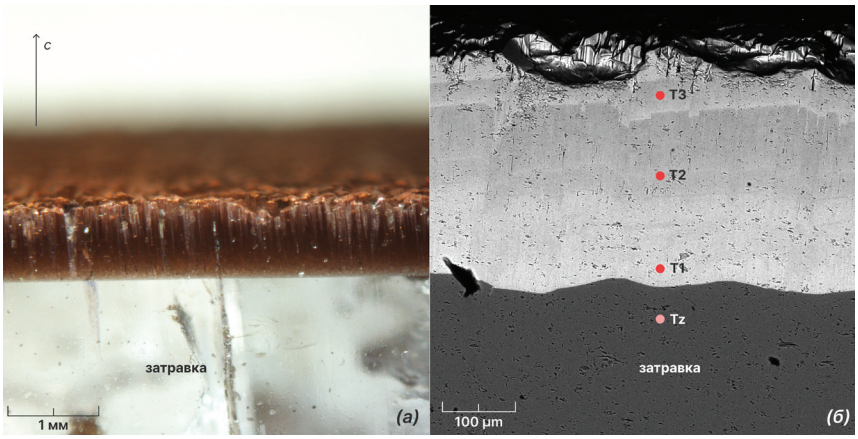


Рис 1. а – наросший слой Co-турмалина, сформированный на поверхности природной эльбаитовой затравки; б – SEM-изображение зонального кристалла, слой Co-турмалина

Fig. 1. a – an overgrown Co-tourmaline layer formed on the surface of natural elbaite seed; b – SEM-image of zonal crystal of Co-tourmaline layer

Согласно ранее опубликованным структурным данным для Co-содержащего турмалина (Рождественская и др., 2012) близкого состава с точкой (T2), уточненная кристаллохимическая формула имеет вид: $Na_{0.35}(Al_{1.80}Co_{1.20})(Al_{5.28}Co_{0.66}Ti_{0.06})(Si_{5.64}B_{0.36})O_{18}(BO_3)_3(OH)_{3.81}O_{0.19}$, при этом катионы кобальта занимают как Y-, так и Z-позицию, а в тетраэдрическую позицию T установлено вхождение небольшого количества бора.

Таблица 1. Химический состав затравки (Tz) и наросшего слоя Co-содержащего турмалина (T1-T3)
Table 1. Chemical composition of the seed crystal (Tz) and the overgrown layer of Co-bearing tourmaline (T1-T3)

Компонент	Содержание в мас. %				Атомов на формулу, а.ф. Y + Z + T = 15 Kt.			
	Tz	T1	T2	T3		T1	T2	T3
SiO_2	37.29	28.31	32.58	33.86	Si	5.18	5.71	5.79
$Al_{2O}3$	37.92	32.74	35.23	37.27	Al	7.06	7.28	7.51
CoO	–	16.86	14.24	12.37	Co	2.77	2.00	1.70
Na_2O	1.11	1.49	0.97	0.85	Na	0.53	0.33	0.28
CaO	1.97	–	–	–	Ca	–	–	–
$B_2O_{3\ расч.}$	–	9.51	9.92	10.17	B	3	3	3
$H_2O_{\ расч.}$	–	2.74	2.60	2.96	OH	3.98	3.96	3.62
Сумма	78.29*	**91.65**	**95.54**	**97.48**	O	0.02	0.04	0.38

Примечание. *низкая сумма связана присутствием лития, бора и воды в составе затравки; теоретический расчет B_2O_3 и H_2O не представляется возможным т. к. литий не определяется рентгеноспектральным микрозондовым анализом.

Фактор групповой анализ турмалинов предсказывает 28 Ag и 49 Eg КР-активных мод. В данном исследовании на неполяризованных спектрах в диапазоне 100–1500 $см^{-1}$ были установлены 14 колебаний для эльбаита и 16 колебаний для Co-турмалина различной интенсивностью. КР-спектры, снятые с точек трех составов Co-содержащего турмалина и эльбаитовой затравки, представлены на рис. 2. Волновые числа наблюдаемых полос ($см^{-1}$) и их отнесение к соответствующим типам колебаний согласно ранее опубликованным работам (Gasharova et al., 1997; Watenphul et al., 2016; Spivak et al., 2021) приведены в табл. 2.

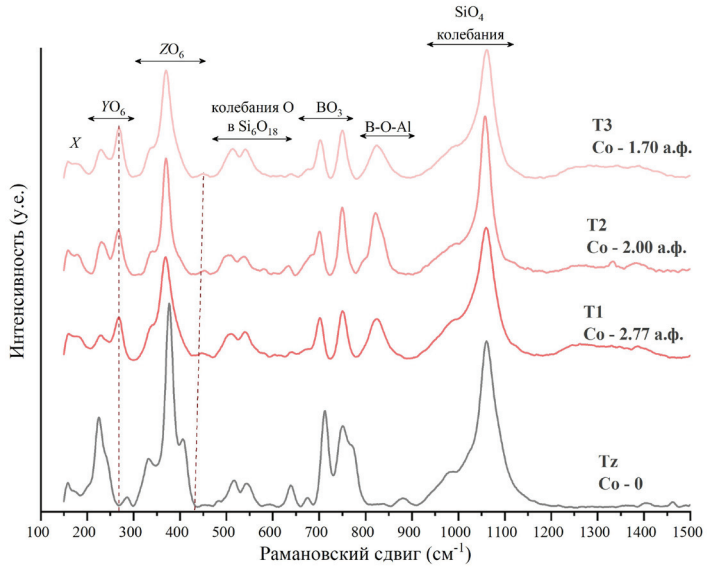


Рис. 2. Неполяризованные КР спектры затравочного кристалла (Tz) и наросшего Co-содержащего слоя в трех точках (T1-T3) – снятые по мере отдаления от затравки

Fig. 2. Unpolarized Raman spectra of the seed crystal (Tz) and the overgrow Co-bearing layer at three points (T1-T3) – filmed as they are distant from the elbaite seed

Таблица 2. Волновые числа наблюдаемых полос (см$^{-1}$) в КР-спектрах для затравки (Tz) и Co-турмалина (T1-T3)

Table 2. Wave numbers of the observed bands (cm-1) in the Raman spectroscopy for seed crystal (Tz) and Co- bearing tourmaline (T1-T3)

Tz	T1	T2	T3	Точка спектра
0	2.77	2.00	1.70	Содержание кобальта, а, ф,
156	158	155	158	внутренние колебания X-позиций
168	176	180	176	внутренние колебания октаэдров YO_6
225	228	232	235	
	269	**268**	**267**	**колебания связей Y-O (Co-O)**
285				колебания связей O-Al-O
334	333	335	336	деформационные колебания связей Si-O немостиковых кислородов
377	370	374	370	внутренние колебания октаэдров ZO_6
	448	**446**	**451**	**колебания связей Z-O (Co-O)**
513	510	507	504	колебания кислородных связей в Si_6O_{18}
544	544	542	538	
639	639	640	632	колебания мостиковых кислородов связи Si-O
674	678	676	685	валентные колебания B-O и колебания изгиба B-O-Al
712	703	702	702	деформационные колебания BO_3
750	750	751	750	валентные колебания B-O B-O-Al связи
	827	**825**	**825**	колебания связей B-O-Al
979	1024	1045	1031	немостиковые внутренние колебания тетраэдров SiO_4
1059	**1061**	**1061**	**1058**	асимметричные колебания связи Si-O-Si, колебания немостиковых кислородов в SiO_4 тетраэдрах

В диапазоне 150–1500 см$^{-1}$ выделяются регионы с соответствующими колебаниями: < 160 см$^{-1}$ – колебания атомов в X-позиции (Spivak et al., 2021), 160–280 см$^{-1}$ – колебания связанные с октаэдрами YO_6 (Gasharova et al., 1997; Watenphul et al., 2016), 280–460 см$^{-1}$ – колебания связанные с октаэдрами ZO_6 (Gasharova et al., 1997; Watenphul et al., 2016), 460–670 см$^{-1}$ – колебания кислородных связей в кольцах Si_6O_{18} (Spivak et al., 2021), 670–750 см$^{-1}$ – колебания связанные с группировками BO_3 (Gasharova et al., 1997), 750–840 см$^{-1}$ – колебания связей B-O-Al (Gasharova et al., 1997), 840–1100 см$^{-1}$ – внутренние колебания тетраэдров SiO_4 (Watenphul et al., 2016) (рис. 2).

В сравнении с природной эльбаитовой затравкой в регионе колебаний YO_6 октаэдров для Co-содержащего турмалина наблюдается дополнительная полоса при ~ 267–269 см$^{-1}$. Её положение сдвигается на ~2 см$^{-1}$ в сторону более высоких значений волновых чисел с увеличением содержания кобальта в составе турмалина (табл. 2). Соответственно эту полосу можно отнести к колебаниям связей Co-O в октаэдрах. В регионе колебаний ZO_6 октаэдров также наблюдается дополнительная полоса при ~ 450 см$^{-1}$ низкой интенсивности (табл. 2), что может свидетельствовать о вхождении кобальта также и в Z-позицию. Диапазон значений длин волн от ~ 670 до ~ 840 см$^{-1}$ принадлежит внутренним колебаниям BO_3 группировок и колебаниям связей B–O, O–B–O и B–O–Al. В данном регионе в Co-содержащем турмалине наблюдается дополнительная полоса при ~ 825 см$^{-1}$, появление которой может быть связано с вхождением атомов бора и/или алюминия в тетраэдрическую позицию и свидетельствовать о колебаниях типа B–O–Al. В нашем случае присутствие бора и/или алюминия в Co-содержащем турмалине в T-позиции подтверждается пониженным содержанием

кремния в составе (табл. 1). Интенсивный пик в регионе от 950 до 1060 $см^{-1}$ присутствует как в эльбаитовой затравке, так и в наросшем слове, и отвечает колебаниям связей Si–O в SiO_4 тетраэдрах.

Заключение

Таким образом, гидротермальным методом, при T = 500/550 °C и P = 100МПа был получен синтетический кобальтовый турмалин (с содержанием кобальта до 16.86 %) в виде наросшего слоя на эльбаитовую затравку. КР-спектры сняты с точек трех составов Co-содержащего турмалина и эльбаитовой затравки в диапазоне 150–1500 $см^{-1}$. Наиболее интенсивные полосы отнесены к соответствующим типам колебаний решетки.

На спектрах Co-содержащего турмалина установлены дополнительные полосы при ~ 268 $см^{-1}$ и ~ 450 $см^{-1}$, которые могут быть связаны колебаниями связей Co – O в октаэдрах.

Спектроскопические характеристики подтверждают ранее полученные структурные данные (Рождественская и др., 2012), согласно которым катионы кобальта заселяют не только Y-позицию, но и Z-октаэдры, а ионы бора, помимо треугольной координации, частично заселяют тетраэдрическую позицию.

Благодарности

Исследование выполнено за счет гранта РНФ № 25-27-00194 https://rscf.ru/project/25-27-00194/

Литература

1. Воскресенская И. Е., Штернберг Л. А. Синтез турмалина в хлоридных средах // Кристаллография. 1973. Т. 19, № 4. С. 888–890.
2. Рождественская И. В., Сеткова Т. В., Верещагин О. С., Штукенберг А. Г., Шаповалов Ю. Б. Уточнение кристаллических структур синтетических никель-и кобальтсодержащих турмалинов // Кристаллография. 2012. Т. 57, № 1. С. 63–63.
3. Сеткова Т. В., Шаповалов Ю. Б., Балицкий В. С. Выращивание и структурно-морфологические характеристики Co-турмалина // Доклады РАН. 2009. Т. 424, № 1. С. 94–97.
4. Bosi F. Andreozzi G. B., Federico M., Graziani G., Lucchesi S. Crystal chemistry of the elbaite-schorl series // American Mineralogist. 2005. V. 90, No. 11–12. P. 1784–1792. https://doi.org/10.2138/am.2005.1827.
5. Gasharova B., Mihailova B., Konstantinov L. Raman spectra of various types of tourmaline // European Journal of Mineralogy. 1997. V. 9, No. 5. P. 935–940. https://doi.org/10.1127/ejm/9/5/0935.
6. Henry D. J., Novak M., Hawthorne F. C., Ertl A., Dutrow B. L., Uher P., & Pezzotta F. Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals // American Mineralogist. 2011. V. 96, No. 5–6. P. 895–913. https://doi.org/10.2138/am.2011.3636.
7. London D. Experimental synthesis and stability of tourmaline: a historical overview // The Canadian Mineralogist. 2011. V. 49, No. 1. P. 117–136. https://doi.org/10.3749/canmin.49.1.117.
8. Setkova T., Balitsky V., Shapovalov Y. Experimental study of the stability and synthesis of the tourmaline supergroup minerals // Geochemistry International. 2019. V. 57, No. 10. P. 1082–1094. https://doi.org/10.31857/s0016-752564101064-1078.
9. Setkova T., Borovikova E., Spivak A., Balitsky V. Crystal growth and Raman spectroscopy of Ga, Ge-rich tourmaline // Grafica editoriale. 2021. P. 97.
10. Spivak A., Borovikova E., Setkova T. Raman spectroscopy and high pressure study of synthetic Ga, Ge-rich tourmaline // Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy. 2021. V. 248. P. 119171. https://doi.org/10.1016/j.saa.2020.119171.
11. Vereshchagin O., Wunder B., Britvin S., Frank-Kamenetskaya O., Wilke F.D.H., Vlasenko N., Shilovskikh V. Synthesis and crystal structure of Pb-dominant tourmaline // American Mineralogist. 2020. V. 105, No. 10. P. 1589–1592. https://doi.org/10.2138/am-2020-7457.
12. Vereshchagin O., Britvin S, Wunder B., Frank-Kamenetskaya O., Wilke F. D. H., Vlasenko N., Shilovskikh V., Bocharov V., Danilov D. Ln^{3+} (Ln^{3+} = La, Nd, Eu, Yb) incorporation in synthetic tourmaline analogues: Towards tourmaline REE pattern explanation // Chemical Geology. 2021. V. 584. P. 120526. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120526.
13. Watenphul A., Schlüter J., Bosi F., Skogby H., Malcherek T., Mihailova B. Influence of the octahedral cationic-site occupancies on the framework vibrations of Li-free tourmalines, with implications for estimating temperature and oxygen fugacity in host rocks // American Mineralogist. 2016. V. 101, No. 11. P. 2554–2563. https://doi.org/10.2138/am-2016-5820.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 345–351

Редкие минералы Pb-Zn рудопроявления Загадочное, Таймыроозерский рудный район (Центральный Таймыр)

Григорьева А. В. [1], **Волков А. В.** [1], **Проскурнин В. Ф.** [2]

[1] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН), Москва*

[2] *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург*

Аннотация. В экзоконтакте габродолеритовой дайки (рудопроявление Загадочное, Таймыроозерский рудный район) выявлена зона метасоматически измененных кварц-карбонатных пород, содержащих сульфидную Pb-Zn минерализацию. На контакте кварца и карбонатов отмечаются очаговые выделения агрегатов сульфидных минералов, среди которых преобладает сфалерит, обогащенный кадмием. Кроме того, сфалерит насыщен мелкозернистыми включениями барита, галенита, а также в нем обнаружен редкий минерал – чвилевайт ($Na(Fe,Zn,Cu)_2S_2$). Рудовмещающие карбонаты зонального строения содержат гетеролит ($ZnMn_2O_4$) и сложные ферросульфаты Na и Zn. Полученные результаты имеют значение для прогнозно-металлогенических исследований и оценки выявленных рудопроявлений.

Ключевые слова: Таймыр, рудопроявление Загадочное, габродолеритовая дайка, кварц-карбонатные метасоматиты, Pb-Zn минерализация, пирит, сфалерит, галенит, гетеролит, чвилевайт, ферросульфаты Na и Zn.

Rare Pb-Zn minerals of the Zagadochnoe ore occurrence, Taimyroozersky ore district (Central Taimyr)

Grigoryeva A. V. [1], **Volkov A. V.** [1], **Proskurnin V. F.** [2]

[1] *IGEM RAS, Moscow*

[2] *Institute named after Karpinsky, St. Petersburg Annotation*

Abstract. In the exocontact of the gabrodolerite dyke (Zagadochnoe ore occurrence, Taimyroozersky ore district) A zone of metasomatically altered quartz-carbonate rocks containing sulfide Pb-Zn mineralization has been identified. At the contact of quartz and carbonates, aggregates of sulfide are distinguished, among which cadmium-enriched sphalerite predominates. In addition, sphalerite is saturated with fine-grained inclusions of barite, galena, and a rare mineral, khvilevite ($Na(Fe,Zn,Cu)_2S_4$), was found in it. Ore-bearing carbonates of zonal structure contain heterolite ($ZnMn_2O_4$) and complex ferrosulfates of Na and Zn. The results obtained are of great importance for predictive metallogenic studies and evaluation of identified ore occurrences.

Keywords: Taimyr, Zagadochnoe ore occurrence, gabrodolerite dyke, quartz-carbonate metasomatites, Pb-Zn mineralization, pyrite, sphalerite, galena, heterolite, hvilevite, Na and Zn ferrosulfates.

Введение

При проведении полевых работ отрядом «Института Карпинского» (Г. В. Липенков и др.) на Загадочнинской площади Суровоозерского рудного поля (Таймыроозерский рудный район) в секторе р. Южная (рис. 1) обнаружен выход на дневную поверхность вертикально залегающей дайки габбродолеритов северо-восточного простирания, мощностью более 25 м. Подобного типа габбродолериты встречаются обычно в ксенолитах, карбонатитах среднего-позднего триаса и являются более древними образованиями (Проскурнин, 2010). Габбродолериты – массивные, меланократовые, средне-мелкокристаллические интенсивно карбонатизированные. В дайке габбродолеритов, ее экзоконтакте и на удалении, протяженностью не менее 500 м, рудопроявление Загадочное, Таймыроозерского рудного района (рис. 1) выявлена зона кварц-карбонатных пород, содержащих сульфидную Pb-Zn минерализацию.

Для исследования рудной минерализации и вмещающих ее кварц-карбонатных пород были изготовлены прозрачные и полированные шлифы, которые затем изучались оптическими методами (Nicon Polarizing Microscope ECLIPSE 50i POL) в проходящем и отраженном свете. Для точной

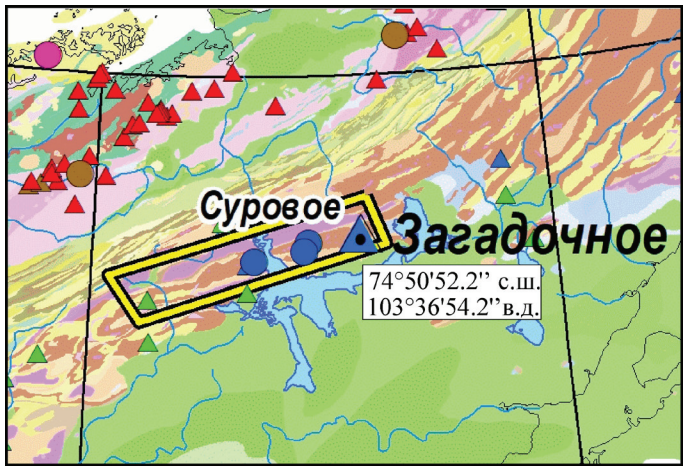


Рис. 1. Положение рудопроявления Загадочное на геологической карте п-ова Таймыр
Fig. 1. The position of the Zagadochnoe ore occurrence is Zon the geological map of the Taimyr peninsula

диагностики и выявления форм нахождения минералов использовался сканирующий электронный микроскоп JSM-5610LV (Япония). Исследование проведено в отраженных электронах (BSE COMPO), отображающих контраст в зависимости от среднего атомного номера элемента. Работа выполнена в кристаллохимической лаборатории ИГЕМ РАН, аналитики Л. А. Иванова, Л. О. Магазина. Химический состав породы определялся с помощью рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (XRF) на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны), модель Axios mAX производства компании PANalytical (Нидерланды). Спектрометр снабжен рентгеновской трубкой мощностью 4 кВт с Rh – анодом. Максимальное напряжение на трубке 60 кВ, макс анодный ток 160 мА (аналитик А. И. Якушев). Химический состав карбонатов и рудных минералов исследован на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8200 фирмы JEOL в полированных шлифах в лаборатории анализа минерального вещества, Центр коллективного пользования ИГЕМ РАН, аналитик Е. В. Ковальчук.

Представленная работа продолжает серию статей (Григорьева, 2023, 2024), подготовленных на основании детальных минералогических исследований рудной минерализации Центрального Таймыра.

Результаты исследования

Метасоматически измененные *породы* вблизи габродолеритовой дайки (Проскурнин, 2010), сложены молочно-белым кварцем и карбонатами (рис. 2 а), характеризующимися осцилляторной зональностью (рис. 2 б). Химический состав карбонатов варьирует в широких пределах (рис. 2 в) и отражает ряд минералов переменного состава: $Ca,Mg(CO_3)_2$ – $Ca,Fe(CO_3)_2$ – $(Fe,Mn)CO_3$, имеющих зональное строение (рис. 2), обусловленное изменением концентраций Ca, Mg, Mn, Fe в процессе кристаллизации породы. Осцилляторная зональность карбонатов и механизм ее образования детально рассматривается в работах (Wang, 1992; Аникина, 2020; Любимцева, 2020).

По химическому составу карбонаты отчетливо разделяются на две группы: доломита и Mn-содержащего сидерита (рис. 2 в), анкерит присутствует в незначительном количестве. Весьма вероятно, что постмагматический флюид разгружался преимущественно в Fe-карбонатах, обогащая последние рудными элементами, обходя зоны, сложенные доломитом (рис. 2 г, д) – реликтовыми островками первичных карбонатных пород.

Прожилки гидроксидов Mn, Fe, Zn и Na в Fe-карбонатах, замещают сидерит (рис. 2 е), содержание рудных элементов в гидроксидах варьирует в широком диапазоне, в зависимости от места расположения: в центральных участках прожилков преобладают гидроксиды Fe и Mn, а гидроксиды Zn и Na содержатся в меньшем количестве; в периферийных участках – железо замещается марганцем и цинком, а также увеличивается содержание натрия (рис. 2 е) сп.1 – Mn – 37.8, Zn – 25.2, Na – 9.5 мас. %; сп.2 – Mn – 24.2, Zn – 13.2, Fe – 24.5, Na – 4.6 мас. %. В наиболее широких участках (раздувах)

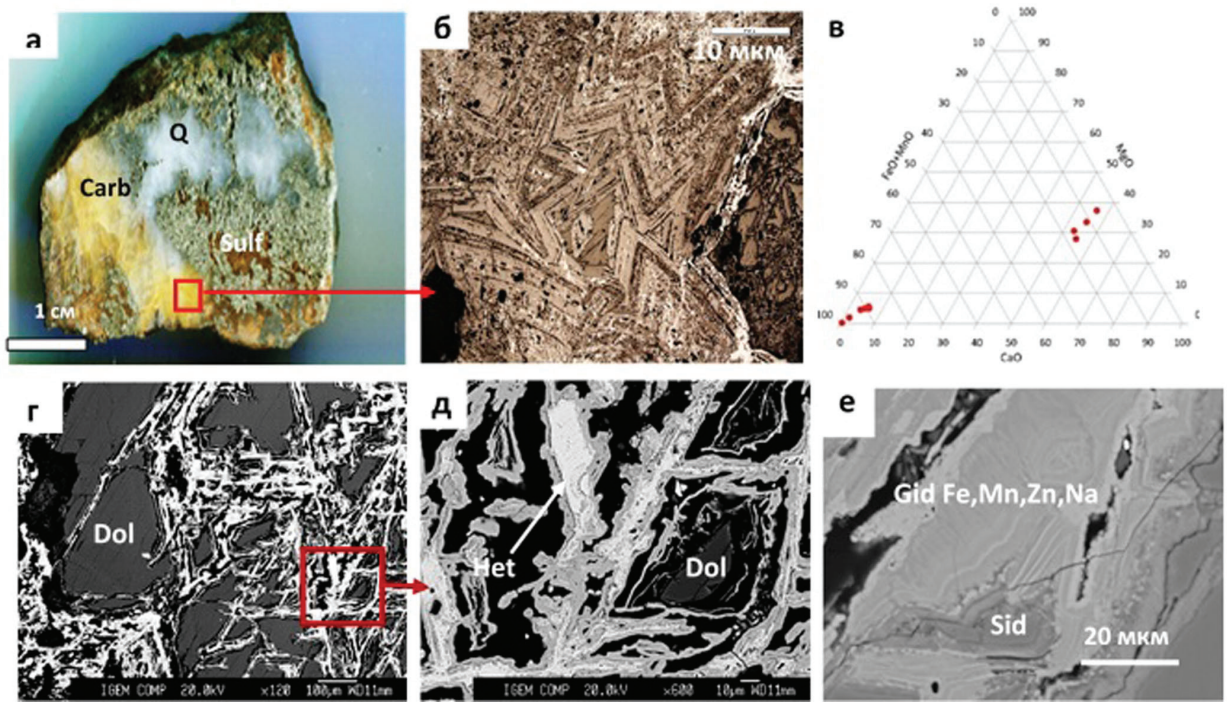


Рис. 2. Карбонаты Загадочнинского рудного поля (обр. 22053/4): а – общий вид образца 22053/4; б– зональное строение карбонатов; в– химический состав карбонатов; г – выделение гидроксидов Fe, Mn, Zn по сидериту; д – образование гетеролита (Het – $ZnMn_2O_4$) в центральных участках прожилков гидроксидов Fe-Mn-Zn; е – фрагмент сидерита, замещающегося оксидами и гидроксидами Fe, Mn, Zn и Na

Fig. 2. Carbonates of the Zagadochninsky ore field (model 22053/4): a – general appearance of sample 22053/4; б– zonal structure of carbonates; в– chemical composition of carbonates; г – separation of Fe, Mn, Zn hydroxides by siderite; д – formation of heterolithe (Het – $ZnMn_2O_4$) in the central areas of Fe hydroxide veins-Mn-Zn; e – is a fragment of siderite replaced by oxides and hydroxides of Fe, Mn, Zn and Na

рудных прожилков уменьшается содержание гидроксильной группы, происходит дифференциация рудных оксидов, железо замещается марганцем с образованием гетеролита (рис. 2 д). Установлено, что Zn, Mn, Fe и Na, образуют в карбонатах оксиды и гидроксиды в разных сочетаниях с широкой вариативностью содержаний каждого элемента. В наиболее ослабленных зонах, таких как контакты карбонатных минералов разного состава, прожилки гидроксидов развиты сильнее, именно в этих зонах выделяются вышеперечисленные минеральные фазы.

Сульфидная минерализация

Выделения сульфидов в карбонатах и кварц-карбонатных срастаниях образуют крупные агрегатные срастания (рис. 2 а), а также отдельные кристаллы в карбонатной матрице (рис. 3 г, д, е). Главными минералами Загадочнинского рудопроявления являются пирит, сфалерит, галенит, а также их окисленные формы, такие как англезит, Zn-содержащий англезит, арсенаты Pb и Zn, гидроксиды Fe. Кроме того, пирит обогащен мышьяком, а в галените в виде микровключений отмечаются сульфосоли свинца (рис. 3 е). По результатам РФА пород, содержащих сульфиды, Fe составляет до 16.7 %, Zn – 9.5 %, Pb – 0.6 %, Mn – 1.8 %, а в пробе отмечаются повышенные содержания As – 0.08 %, Cd – 0.03 %, Ba (190 ppm), Cu (120 ppm). Zn и Mn в значительном количестве обогащают вмещающие карбонаты, образуя в них оксиды и гидроксиды, располагающиеся в контактных зонах карбонатов разного состава (рис. 2); Fe, Pb, Zn, As, Ba образуют собственные минералы (пирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, барит), а Cu, Cd и частично As входят в виде примеси в пирит и сфалерит.

Во вмещающих рудную минерализацию кварц-карбонатных породах отмечаются участки тонких прожилков или просечек углеродистого вещества, а также миндалины, вероятно, выполненные тонкоагрегатными минералами группы мелилита, приблизительный состав которых: Na_2O – 7.78–12.20, MgO – 3.04–3.64, Al_2O_3 – 0.85–0.16, SiO_2 – 73.97–77.94, K_2O – 0–0.43, CaO – 9.43–9.72.

Эти минералы свидетельствуют о высоких температурах гидротермального процесса, близких к температурам образования скарнов.

Сфалерит – главный минерал Загадочнинского рудопроявления, он образует крупные вкрапления как в карбонатах, так и в кварц-карбонатных образованиях. Химический состав минерала не постоянен, он изменяется в зависимости от содержания железа, содержание которого варьирует от 0.75 до 13.86 мас. %, и отвечает формуле $Zn_{0.75–0.98}Fe_{0.01–0.24}S_{1.00–1.01}$. Кроме того, сфалерит обогащен Cd и, в меньшей степени, In; спорадически в его составе появляется примесь Cu (табл. 1). В полях развития сфалерита располагаются очаговые или прожилковидные выделения пирита (рис. 3 б, в),

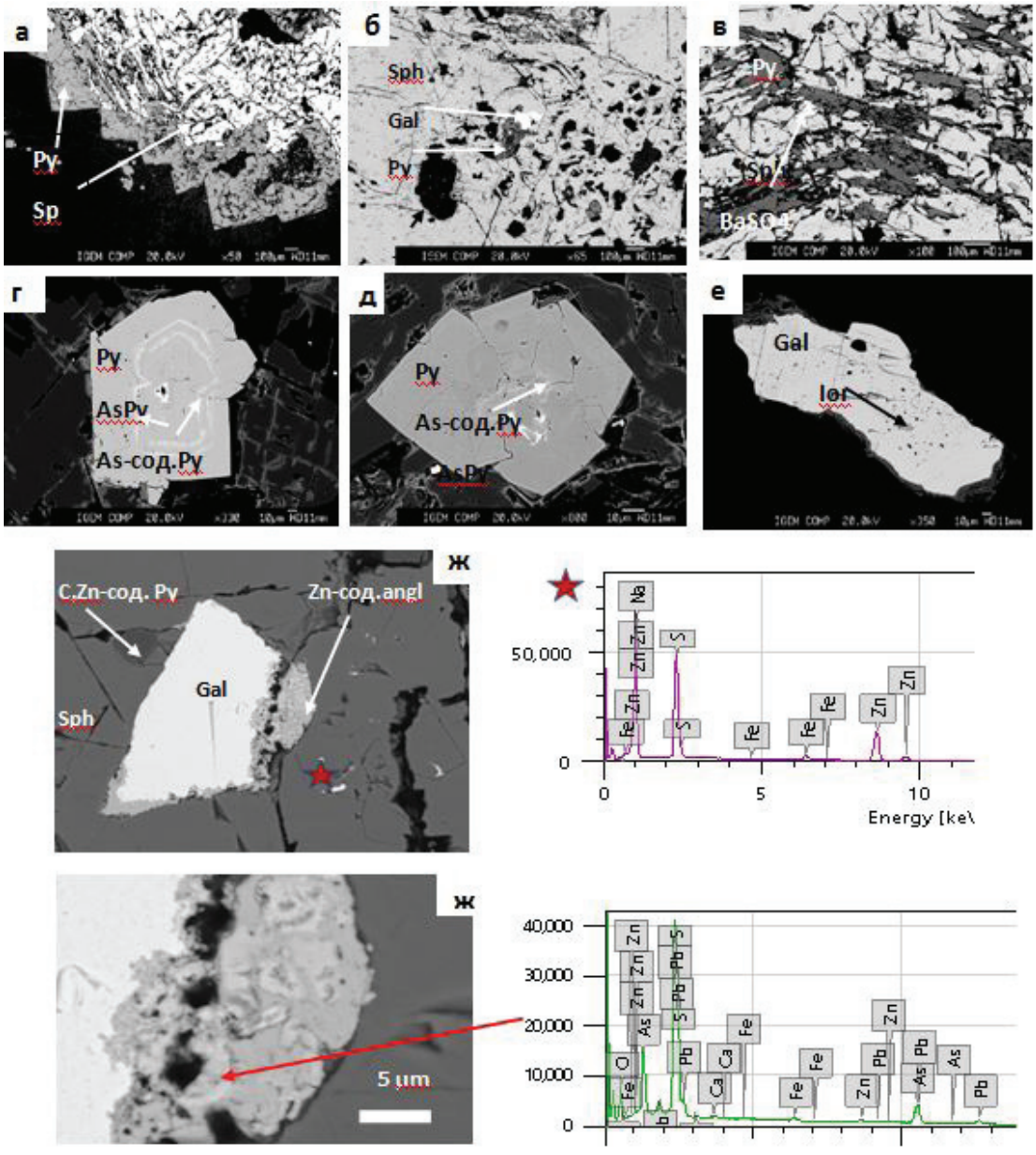


Рис. 3. Сульфидная минерализация в метасоматитах: а – кристаллическое обрамление Py вокруг крупного выделения сфалерита; б, в – пирит-сфалеритовые срастания (б – очаговые и в – прожилковидные выделения Py в сфалерите); г, д – кристаллы пирита, обогащенные мышьяком; е – сульфосоль свинца в галените; ж – включение чизлевайта (красная звездочка) в сфалерите; $ж_1$ –замещение галенита его окисленными формами: сульфатами Pb и Zn

Fig. 3. Sulfide mineralization in metasomatites: a – crystalline framing of Py around a large sphalerite precipitate; б, в – pyrite-sphalerite accretions (б – focal and в – veined Py precipitates in sphalerite); г, д – pyrite crystals enriched in arsenic; e – lead sulfosol in galena; ж – inclusion of chislewhite (red star) in sphalerite; $ж_1$ is the substitution of galena by its oxidized forms: Pb and Zn sulfates

Таблица 1. Химический состав сульфидных минералов, РСМА, мас. %
Table 1. Chemical composition of sulphide minerals, EPMA, wt. %

№№ п/п	As	Fe	Cu	Sb	Zn	S	Σ	Формулы
	Пирит FeS_2							
1	9.70	41.32	0.57	0.04		46.43	98.11	$(Fe_{0.95}Cu_{0.01})_{0.96}(As_{0.17}S_{1.87})_{2.04}$
2	0.03	45.96	0.00	0.01		53.58	99.61	$Fe_{0.99}S_{2.01}$
3	2.26	43.83	0.33	0.33		51.06	97.88	$(Fe_{0.97Cu0.01})_{0.98}(As_{0.04}S_{1.97})_{2.01}$
4	0.26	45.76	0.02	0.00		52.81	98.90	$Fe_{0.99}S_{1.99}$
5	9.98	41.42	0.92	0.03		46.07	98.47	$(Fe_{0.96}Cu_{0.02})_{0.98}(As_{0.17}S_{1.85})_{2.02}$
6	0.15	45.42	0.05	0.04		53.03	98.76	$Fe_{0.98}S_{2.00}$
7	0.39	45.37	0.02	0.00		53.23	99.08	$Fe_{0.98}(As_{0.01}S_{2.01})_{2.02}$
8	0.68	45.63	0.09	0.00		52.86	99.32	$Fe_{0.99}(As_{0.01}S_{2.00})_{2.01}$
9	0.28	45.59	0.00	0.01		53.36	99.28	$Fe_{0.99}S_{2.01}$
10	0.04	45.62	0.01	0.00		53.42	99.17	$Fe_{0.99}S_{2.01}$
11	0.01	46.07	0.00	0.00		53.12	99.25	$Fe_{1.00}S_{2.00}$
12	0.32	45.67	0.06	0.00		52.95	99.05	$Fe_{0.99}(As_{0.01}S_{2.00})_{2.01}$
13	0.08	45.51	0.00	0.01		52.84	98.49	$Fe_{0.99}S_{2.01}$
14	0.02	46.09	0.01	0.03		53.45	99.64	$Fe_{0.99}S_{2.00}$
15	4.76	43.76	0.39	0.05		49.97	99.00	$(Fe_{0.97}Cu_{0.01})_{0.98}As_{0.08}S_{1.93}$
16	–	42.76	1.25	–	1.56	54.43	100.00	$(Fe_{0.92}Zn_{0.03}Cu_{0.02})_{0.97}S_{2.04}$
	Арсенопирит FeAsS							
	As	**Fe**	**S**				**Σ**	**Формулы**
17	40.71	36.26	22.89				100.11	$Fe_{1.02}As_{0.85}S_{1.12}$
18	35.85	37.24	29.51				102.74	$Fe_{0.97}As_{0.69}S_{1.33}$
	Галенит PbS							
	Ag	Sb	Bi	Pb	S		**Σ**	
19	0.00	0.04	0.17	85.97	13.43		99.61	PbS
20	0.07	0.19	0.05	85.88	13.38		99.60	PbS
	Сфалерит ZnS							
	Fe	**Zn**	**Cu**	**Cd**	**In**	**S**	**Σ**	**Формулы**
21	1.13	64.60	0.02	0.16	0.06	32.65	98.73	$Zn_{0.98}Fe_{0.02}S_{1.01}$
22	13.63	51.04	0.01	0.06	0.07	33.18	98.15	$Zn_{0.76}Fe_{0.24}S_{1.00}$
23	0.75	65.17	0.00	0.26	0.08	32.55	98.86	$Zn_{0.99}Fe_{0.01}S_{1.01}$
24	13.86	50.71	0.01	0.14	0.04	33.29	98.17	$Zn_{0.75}Fe_{0.24}S_{1.01}$
25	3.10	62.59	0.02	0.32	0.07	32.38	98.50	$Zn_{0.95}Fe_{0.06}S_{1.00}$
26	1.40	64.29	0.00	0.07	0.04	32.65	98.53	$Zn_{0.97}Fe_{0.03}S_{1.01}$
27	1.95	63.98	0.00	0.09	0.08	32.72	98.87	$Zn_{0.96}Fe_{0.03}S_{1.00}$
28	4.08	61.93	0.25	0.17	0.05	32.89	99.51	$Zn_{0.92}Fe_{0.07}S_{1.00}$
29	3.47	61.83	0.00	0.18	0.09	33.04	98.68	$Zn_{0.93}Fe_{0.06}S_{1.01}$
30	2.72	63.03	0.00	0.24	0.07	32.98	99.12	$Zn_{0.95}Fe_{0.05}S_{1.01}$
	Иорданит $Pb_{14}As_6S_{23}$							
	As	**Sb**	**Bi**	Pb	Ag	S	Σ	Формулы
31	10.09	1.08	0.28	69.94	0.13	17.57	99.12	$(Pb_{14.07}Sb_{0.37}Bi_{0.06}Ag_{0.05})_{14.55}As_{5.61}S_{22.84}$

так что эти минералы образуют тесное срастание между собой. Кроме того, в сфалерите незакономерно выделяются микровключения барита (рис. 3 в), галенита (рис. 3 б), ферросульфида Na и Zn, предположительно, чизлевайта (см. рис. 3 ж), (Каплунник, 1988; Качаловская, 1988), и мелкие просечки или очаговые выделения гидроксидов железа (рис. 3 б).

Пирит – второй по значимости минерал сульфидов. Он присутствует во вмещающей породе в двух позициях: 1 – в тесном срастании со сфалеритом, как описано выше; 2 – в виде одиночных кристаллов в карбонатах (рис. 3 г, д). Кроме того, пирит часто окаймляет, сложенные сфалеритом очаговые образования, образуя красивые кристаллические обрамления вокруг них (рис. 3 а). В первом случае (в крупных выделениях) химический состав пирита близок к стехиометрическому, в то время как в небольших включениях в сфалерите в состав пирита входят Zn и Cu (табл. 1). Во втором случае (одиночные кристаллы пирита в карбонатной матрице в срастании с арсенопиритом) кристалл пирита обогащен мышьяком, причем распределение As в пирите имеет зональный характер (рис. 3 г, д): в центральной части кристаллов располагаются ксеноморфные выделения арсенопирита (табл. 1), ближе к периферии, отмечаются тонкие прослои As-содержащего пирита (As-сод. Py), повторяющие грани роста материнского кристалла. Такое строение кристалла наглядно отражает последовательность кристаллизации вещества при остывании рудного флюида: арсенопирит – As-сод. пирит – пирит.

Галенит содержится в породе в небольшом количестве (содержание Pb по данным РФА составляет 0.62 %, что значительно меньше, чем содержание Fe и Zn), но, тем не менее, играет заметную роль в сульфидной минерализации. Он преимущественно выделяется в виде микровключений в сфалерите, реже встречается в виде одиночных кристаллов во вмещающей породе (рис. 3 е, ж).

Химический состав минерала близок к стехиометрическому, однако в нем присутствуют примеси Bi, Sb и Ag (табл. 1). В некоторых случаях в качестве микровключений в нем отмечаются сульфосоль свинца – иорданит (рис. 3 е, табл. 1). Галенит частично замещается сульфатами свинца и цинка – англезитом и Zn-сод. англезиитом, образующими вокруг зерен галенита оторочки с раздувами, в которых выделяются сульфоарсениды свинца (рис. 3 $ж_1$). Эти минеральные образования не имеют четких границ.

Выводы

Исходя из вышеизложенного, можно сделать следующие выводы:

1 – в зоне метасоматически измененных пород вблизи габбродолеритовой дайки развита как оксидная (в карбонатах), так и сульфидная (в кварц-карбонатных образованиях) минерализация;

2 – оксидная минерализация представлена оксидами и гидроксидами железа, марганца, цинка и натрия, причем в центральных зонах рудных прожилков образуется гетеролит ($ZnMn_2O_4$);

3 – сульфидная минерализация преимущественно представлена сульфидами Zn, Fe, Pb и их окисленными формами (сульфатами свинца и цинка), причем сульфиды содержат в себе в виде микропримесей такие элементы как Sb, Bi, Ag;

4 – особенностью рудной минерализации является наличие гидроксидов Na, наряду с таковыми Fe, Mn и Zn, а также присутствие в сульфидах редкого ферросульфида Na – чизлевайта, что свидетельствует о том, что рудоносный флюид был обогащен натрием.

Литература

1. Григорьева А. В., Сидорова Н. В., Волков А. В. Оловосодержащий халькопирит полиметаллических руд Скалистого рудопроявления (Центральный Таймыр) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2023. № 20. С. 336–342. https://doi.org/10.31241/FNS.2023.20.04.
2. Григорьева А. В., Волков А. В., Проскурнин В. Ф. Минералогия руд Суровоозерского Pb-Zn рудного узла (Таймыр, Арктическая зона России) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2024. № 21. С. 68–75. https://doi.org/10.31241/FNS.2024.21.009.
3. Каплунник Л. Н., Петрова И. В., Победимская Е. А., Качаловская В. М., Осипов Б. С. Кристаллическая структура природного щелочного сульфида хвилеваита $Na(Cu,Fe,Zn)_2S_2$. Представлена акад. Жариковым В. А. // Доклады АН. 1988. Т. 310. С. 90–93.

4. Качаловская В. М., Осипов Б. С., Назаренко Н. Г., Кукоев В. А., Мазмакян В. О., Егоров И. Н., Каплунник Л. Н. Чвилевайт – новый сульфид щелочного металла состава $Na(Cu,Fe,Zn)_2S_2$ // Записки РМО. 1988. Т. 17, № 2. С. 204–207.
5. Любимцева Н. Г., Бортников Н. С., Борисовский С. Е. Осцилляторная зональность теннантита – (Fe) золоторудного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62, № 3. С. 195–223.
6. Аникина Е. Ю., Бортников Н. С. Полосчатые и ритмично-зональные карбонатные жилы месторождения Прогноз (Саха-Якутия, Россия): результатсамоорганизующихся процессов // Доклады РАН. 2020. Т. 495, № 2. С. 28–35.
7. Проскурнин В. Ф., Петров О. В., Гавриш А. В. и др. Раннемезозойский пояс карбонатитов полуострова Таймыр // Литосфера. 2010. № 3. С. 95–102.
8. Wang Y., Merino E. Dynamic model of oscillatory zoning of trace elements in calcite: Double layer, inhibition, and selforganization // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. № 2. P. 587–596.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 352–360

Экспериментальные исследования фазовых соотношений и распределения элементов при взаимодействии базальта с мергель-ангидритовой породой

Костюк А. В., Горбачев Н. С., Новиков М. П., Некрасов А. Н., Султанов Д. М.
Институт экспериментальной минералогии им. Д. С. Коржинского РАН, Черноголовка, nastya@iem.ac.ru

Аннотация. Приводятся результаты экспериментального исследования фазовых соотношений и распределения элементов при взаимодействии базальтового расплава с мергель-ангидритовой породой при 1250 °С, 0.1 МПа. Опыты проводили в высокотемпературной печи при 1 атм, 1250 °С в ИЭМ РАН. В результате проведенных исследований было установлено, что восстановление сульфатной серы ангидрита до сульфидной, образование сульфидного расплава, а также экстракция им Ni, Cu и других рудных элементов происходит одновременно, в очень короткое время, а с учетом геологического масштаба времени – практически мгновенно. В мергель-ангидритовой породе наблюдаются повышенные значения концентраций, нормированные к примитивной мантии, в ряду ЛРЗЭ (La, Ce, Pr, Nd, Sm), у большинства редких элементов, среди которых тугоплавкие W, Nb, Ta, Mo, а также Cs, Tl, Rb, Ba, Th, U, Be. Во всех экспериментальных и исходных образцах зафиксированы минимумы концентраций Cr, Ni, Co, а в мергель-ангидритовой породе еще и у Cu, Zn, Sc. В экспериментальных базальтовых расплавах наблюдается уменьшение концентраций Ni, Cu, Co, Pt в зависимости от длительности эксперимента. Такой эффект может быть связан с увеличением скорости мобилизации элементов из базальтового расплава в сульфидный с увеличением времени плавления.

Ключевые слова: базальт, сульфид, ангидрит, расслоение, флюид, эксперимент.

Experimental studies of phase relations and element distribution during interaction of basalt with marl-anhydrite rock

Kostyuk A. V., Gorbachev N. S., Novikov M. P., Nekrasov A. N., Soultanov D. M.
Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, nastya@iem.ac.ru

Abstract. The results of experimental study of phase relations and element distribution during the interaction of basalt melt with marl-anhydrite rock at 1250 °C, 0.1 MPa are presented. The experiments were carried out in a high-temperature furnace at 1 atm, 1250 °C in IEM RAS. As a result of these studies, it was found that the reduction of anhydrite sulfate sulfur to sulfide sulfur, the formation of sulfide melt, as well as the extraction of Ni, Cu and other ore elements occurs simultaneously, in a very short time, and taking into account the geological time scale – almost instantaneously. In the marl-anhydrite rock, increased values of concentrations normalised to the primitive mantle are observed in the LREE (La, Ce, Pr, Nd, Sm) for most rare elements, including W, Nb, Ta, Mo, as well as Cs, Tl, Rb, Ba, Th, U, Be. In all experimental and initial samples, the minimum concentrations of Cr, Ni, Co, and in the marl-anhydrite rock also of Cu, Zn, and Sc were observed. In the experimental basaltic melts, a decrease in the concentrations of Ni, Cu, Co, and Pt is observed depending on the duration of the experiment. This effect may be related to the increase in the rate of mobilisation of elements from basaltic melt to sulphide melt with increasing melting time.

Key words: basalt, sulphide, anhydrite, liquation, fluid, experiment.

Введение

История изучения уникальных сульфидных месторождений Норильского района насчитывает не один десяток лет полевых и лабораторных исследований, в результате которых были предложены различные гипотезы и модели, описывающие их генезис. Тем не менее, ни одна из предложенных на сегодняшний день моделей образования магматических сульфидных платино-медно-никелевых месторождений Норильска не является окончательной (Криволуцкая, 2024).

Экспериментальные исследования имеют приоритетное значение при изучении механизма образования сульфидного расплава в базальтовой магме, являющегося главным фактором формирования сульфидных месторождений (Kavanagh et al., 2015; Yao, Mungall, 2021; Горбачев и др., 2023). Особое внимание при изучении месторождений Норильского района уделялось исследованиям кон-

таминации базальтовых расплавов компонентами серосодержащих пород осадочной толщи (Горбачев, Гриненко, 1973; Гриненко, 1984; Горбачев и др., 2021), решению проблемы источника тяжелого изотопа серы ^{34}S сульфидов (Рябов, 2018; Кетров и др., 2023), а также большое значение в последнее время имеют работы, исследующие роль летучих веществ в магматических сульфидных рудных системах (Mungall et al., 2015; Iacono-Marziano et al., 2022; Barnes et al., 2023).

Предположения о возможности ассимиляции магмами рудоносных интрузивов «тяжелой» серы из корового источника подтверждаются данными о присутствии рециклированного корового материала в магматических образованиях района, доля которого оценивается в 30–40 % (Sobolev et al., 2004). Однако, физико-химические механизмы ассимиляции магмами серы, углерода и других компонентов осадочной толщи, а также их роль в процессах ликвации, дифференциации и рудоносности трапповой магмы все еще недостаточно изучены.

В данной работе приводятся результаты экспериментального воспроизведения контаминации базальтового расплава, близкого по составу к родоначальному расплаву рудоносных норильских интрузивов, осадочными породами платформенного чехла на примере системы базальт-мергель-ангидритовая порода при 1 атмосфере и 1250 °С.

Экспериментальная методика и анализ образцов

Эксперименты при атмосферном давлении проводили в усовершенствованных высокотемпературных печах типа КАО–40 с использованием экспериментального алундового ансамбля типа тигель-в-тигле с порошковым затвором из Al_2O_3 и внутренним буфером в отдельном тигле.

Исходными веществами служили образцы пород Норильского района: тонко перетертое стекло базальта мокулаевской свиты состава (мас. %): SiO_2 – 47.65, TiO_2 – 1.26, Al_2O_3 – 15.31, FeO – 12.92, MgO – 7.30, CaO – 10.72, Na_2O – 2.09, K_2O – 0.38, SO_3 – 0.02 и мергель-ангидритовая осадочная порода состава: SiO_2 – 45.56, TiO_2 – 0.58, Al_2O_3 – 10.80, FeO – 5.60, MgO – 10.52, CaO – 19.10, Na_2O – 0.25, K_2O – 3.0, SO_3 – 4.4 (образцы предоставлены В. А. Радько, «Норильскгеология»). Буферная смесь BaO–C–$BaCO_3$–FeO–Fe_3O_4, близкая к QFM буферу, оказалась наиболее подходящий для контроля летучести fO_2 в экспериментах при атмосферном давлении.

Экспериментальный образец во внутреннем тигле состоял из тонкого порошка базальтового стекла, в который погружали специально выпиленный кубической формы образец мергель-ангидритовой породы со сторонами 3–5 мм (схема сборки на рис. 1). Собранный экспериментальный ансамбль помещали в разогретую до 1250 °С печь, после чего закрывали ее, доводили температуру до 1250 °С и выдерживали 2, 3.5 или 5 часов. Закалку опытов осуществляли путем вынимания тиглей из горячей зоны печи на воздух. После остывания тигли с образцами распиливали пополам в продольном направлении, полировали и подготавливали для дальнейшего изучения.

Таблица 1. Таблица экспериментов
Table 1. The table of experiment

№ опыта	T, °C	P, МПа	Стартовый состав	Время, час	Буфер
NG4	1250	0.1	базальт – мергель-ангидрит	2	$BaCO_3$+BaO+C+WM
NG10	1250	0.1	базальт – мергель-ангидрит	3.5	$BaCO_3$+BaO+C+WM
NG16	1250	0.1	базальт – мергель-ангидрит	5	$BaCO_3$+BaO+C+WM

Продукты экспериментов изучали на цифровом сканирующем микроскопе Tescan Vega II XMU с энергодисперсионным рентгеновским спектрометром (EDS) с полупроводниковым Si (Li) детектором INCA Energy 450 и волнодисперсионным спектрометром (WDS) INCA Wave 700 в режиме Energy Plus (аналитик А. Н. Некрасов). Пределы обнаружения с вероятностью 95 % равны 2σ. Результаты анализов обрабатывали с помощью программ INCA ver. 4.06 и Atlas в ИЭМ РАН.

Содержания элементов-примесей в исходных и экспериментальных образцах определены методом масс-спектрометрии (ИСП-МС) с индуктивно-связанной плазмой (X Series 2, Thermo Elemental, США) в Аналитическом сертификационном испытательном центре ФГБУН Институт

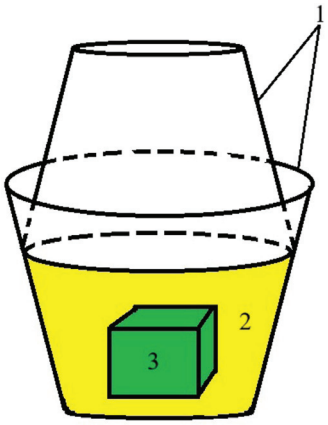


Рис. 1. Схема сборки экспериментальных образцов в высокотемпературной печи при 0.1 МПа, 1250 °С по методике «тигль в тигле»: 1 – алундовые тигли, 2 – порошок базальта; 3 – мергель-ангидритовая порода

Fig. 1. Scheme of experimental samples assembly in high-temperature furnace at 0.1 MPa, 1250 °C by 'crucible in crucible' technique: 1 – alund crucibles; 2 – basalt powder; 3 – marl-anhydrite rock

проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН (Черноголовка, АСИЦ ИПТМ РАН, аналитик В. К. Карандашев). Определение элементного состава образцов горных пород проводили по методике НСАМ 499-АЭС/МС (редакция 2022 г., ФР.1.31.2017.26932).

Состав исходных пород

Мокулаевский базальт Норильского района на 47 % сложен плагиоклазом основного типа An_{71} (содержание анортитовой компоненты (Ca*100/(Ca+Na) ат. % ~ 71%); на 15 % оливином $(Mg_{0.8}Fe_{1.2})SiO_4$ состава, на 27 % орто- и клинопироксенами, на долю ильменита и титано-магнетита приходится 9 %. Около 2 % составляют включения межзернового расплава и менее 0.5 % – сульфидные включения в виде халькопирита (рис. 2 а). Образец базальта плавили, изготавливая из него специальным образом стекло, которое после перетиралось и использовалось во всех эксперимпентах.

Мергель-ангидритовая порода зубовской свиты (D_1 zb) представлена массивным образцом слоистого известковистого мергеля, в котором около 40 % составляют слои кальцита, 20 % приходится на ангидрит и около 5 % занимают сульфидные фазы в виде пирита. Оставшиеся 35 % сложены мелкодисперсной смесью из глинистых и карбонатных минералов, с отдельными включениями K-Na полевых шпатов и нифелина (темно-серые слои на рис. 2 б).

Фазовый и химический состав мокулаевского базальта и мергель-ангидритовой породы представлены в табл. 2.

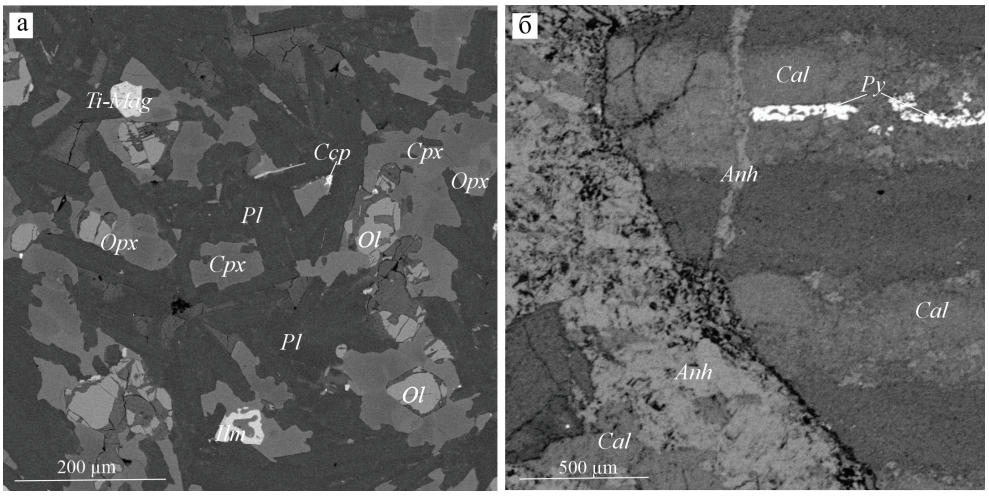


Рис. 2. Микрофотографии полированных поверхностей образцов в отраженных электронах, характеризующие минеральный состав и текстуру: а – мокулаевского базальта; б – мергель-ангидритовой породы. Ol – оливин, Pl – плагиоклаз, Cpx – клинопироксен, Opx – ортопироксен, Ilm – ильменит, Ti-Mag – титано-магнетит, Cal – кальцит, Anh – ангидрит, Ccp – халькопирит, Py – пирит

Fig. 2. BSE micrographs of polished surfaces of samples characterising mineral composition and texture: a – Mokulaev basalt; б – marl-anhydrite rock. Ol – olivine, Pl – plagioclase, Cpx – clinopyroxene, Opx – orthopyroxene, Ilm – ilmenite, Ti-Mag – titanium-magnetite, Cal – calcite, Anh – anhydrite, Ccp – chalcopyrite, Py – pyrite

Таблица 2. Представительный фазовый состав мокулаевского базальта и мергель-ангидритовой породы (мас. %)
Table 2. Representative phase composition of Mokulaev basalt and marl-anhydrite rock (wt. %)

Фаза	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	SO_3	Сумма
Мокулаевский базальт										
Pl	49.31	0.06	28.48	1.05	0.15	13.25	3.42	0.31	0.06	96.09
Opx	50.22	0.58	0.69	24.75	16.91	4.41	0.19	0.05	0.07	97.87
Ol	33.54	0.05	0.18	44.1	20.98	0.34	0.18	0.02	0.01	99.40
Cpx	50.20	0.72	1.72	10.81	14.50	18.54	0.35	0.04	0.05	96.93
Ilm	0.16	49.96	0.15	45.84	2.56	0.16	0.10	0.05	0.05	99.03
Ti-Mgt	0.59	23.34	1.61	67.04	0.23	0.25	0.19	0.02	0.01	93.28
$L_{м/з}$	39.72	0.19	7.29	24.69	12.74	2.00	0.19	0.06	0.09	86.97
Мергель-ангидритовая порода										
Cal	0.10	н/о	0.05	–	–	57.09	–	0.03	0.40	57.67
Anh	–	н/о	0.20	–	0.06	41.09	0.05	0.06	57.83	99.29
Nph	40.68	н/о	16.05	7.62	20.54	1.22	0.30	6.77	0.03	93.21
Or	62.67	н/о	17.48	0.25	0.10	1.81	0.27	16.85	0.06	99.49
Ab	57.95	н/о	16.77	1.58	0.49	0.38	7.51	1.78	4.10	90.56

Примечание. н/о – не определяли. Note. n/d – not determined.

Результаты экспериментальных исследований

Результаты экспериментов представлены на рис. 3 (микрофотографии продольных разрезов образцов) и в табл. 3 (средние химические составы базальтовых расплавов).

После опытов в продольном разрезе наблюдалось всплывание ксенолитов, обогащенных летучими в первые два–три часа эксперимента с образованием реакционной каймы. Их дегазация приводила к образованию большого количества пузырей в верхней части образца (рис. 3). Через 3.5 ч. наблюдалось частичное растворение ксенолита, а через 5 ч. – полное плавление с гомогенизацией базальтового расплава, образующего при закалке стекло. Параметром степени гомогенизации базальтового расплава при растворении мергель-ангидритовой породы служил горизонтальный вид тренда концентраций породообразующих оксидов в стекле вдоль выбранного профиля от контакта ксенолит–базальт, а при полном растворении ксенолита – в вертикальном разрезе тигля (зеленые стрелки на рис. 3). Средние химические составы базальтовых расплавов приведены в табл. 3, анализ снимали расширенным пучком зонда с шагом в 5 мм.

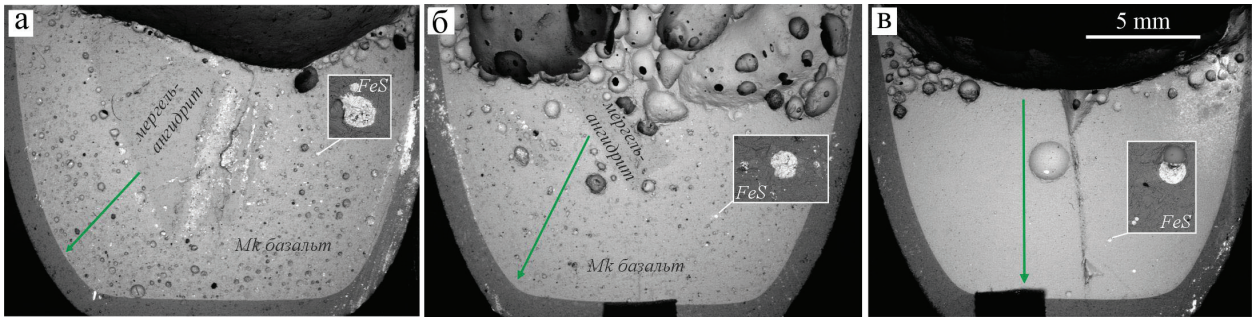


Рис. 3. Микрофотографии в отраженных электронах продольных разрезов экспериментальных образцов при 1250 °С, 0.1 МПа в системе базальт–мергель-ангидритовая порода через: а – 2 ч. плавления; б – 3.5 ч. плавления; в – 5 ч. плавления

Fig. 3. BSE micrographs of longitudinal sections of experimental samples at 1250 °C, 0.1 MPa in basalt-marl-anhydrite rock system after: a – 2 h of melting; б – 3.5 h of melting; в – 5 h of melting

Таблица 3. Средний химический состав расплавов вдоль профиля сканирования (мас. %)
Table 3. Chemical composition of melts along the scanning profile (wt. %)

Оксид	Время, ч.	Погрешность	Время, ч.	Погрешность	Время, ч.	Погрешность
	2	(n = 7)	3.5	(n = 9)	5	(n = 7)
SiO_2	43.63	± 1.64	41.57	± 4.04	44.28	± 0.67
TiO_2	1.32	± 0.19	1.27	± 0.23	1.22	± 0.04
Al_2O_3	13.92	± 0.17	13.94	± 1.50	14.55	± 0.28
FeO	9.7	± 0.67	10.72	± 1.53	10.77	± 0.50
MgO	4.8	± 0.45	6.1	± 0.32	7.72	± 0.35
MnO	0.12	± 0.11	0.18	± 0.11	0.25	± 0.07
CaO	9.47	± 0.39	10.31	± 0.89	11.91	± 0.58
Na_2O	1.7	± 0.03	1.79	± 0.30	2.19	± 0.31
K_2O	3.05	± 0.44	1.33	± 0.84	0.63	± 0.11
SO_3	0.3	± 0.06	0.26	± 0.10	0.22	± 0.17
Сумма	92.77		87.47		93.74	

Примечание. n – количество точек анализа расширенным зондом вдоль профиля сканирования.
Note. n – number of points of analysis by the extended probe along the scanning profile.

По сравнению с исходным базальтом, в силикатном расплаве после опытов наблюдается снижение концентраций Al_2O_3, FeO и TiO_2 и увеличение концентраций MgO и SO_3, при этом содержания Al_2O_3, TiO_2 и SO_3 возрастают, а FeO и MgO снижаются при увеличении длительности эксперимента. Содержание щелочей сильно отличается от стартового состава через 2 ч. плавления – резко возрастает концентрация K_2O и уменьшается концентрация Na_2O (табл. 3). Полное растворение с гомогенизацией базальтового расплава наблюдалось через 5 ч. плавления.

Плавление ксенолита сопровождалось растворением исходных сульфидных фаз (FeS_2) с образованием сульфидных глобуль пирротинового состава (FeS) в силикатной матрице. В результате активной дегазации в первые 3 ч. эксперимента, сульфидные капли концентрировались как в матрице, так и оседали на стенках газовых пузырей в силикатном расплаве, а через 5 ч. сульфиды концентрировались в плотной матрице базальтового расплава. Гомогенные сульфидные капли размером от 10 до 100 μm имели нечеткие контуры (рис. 4). Металлических фаз не обнаружено, концентрации Ni и Cu в сульфидных расплавах возрастали с увеличением длительности эксперимента и составляли 1.0–3.7 и 0.6–5.8 мас. % соответственно.

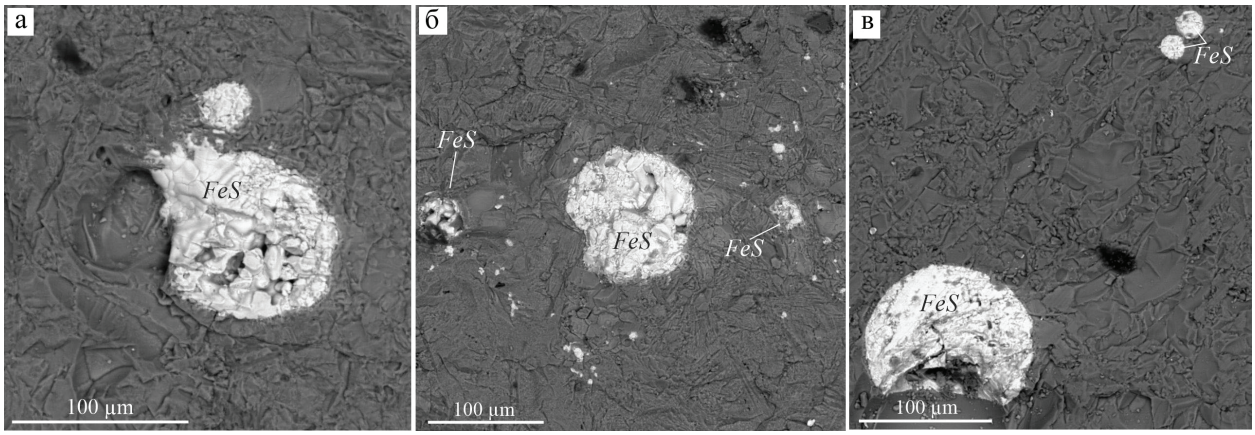


Рис. 4. Микрофотографии в отраженных электронах сульфидных капель в силикатной матрице в опытах при 0.1 МПа, 1250 °С через: а – 2 ч. плавления; б – 3.5 ч. плавления; в – 5 ч. плавления системы базальт–мергель-ангидритовая порода

Fig. 4. BSE micrographs of sulfide droplets in silicate matrix in experiments at 0.1 MPa, 1250 °C after: a – 2 h of melting; б – 3.5 h of melting; в – 5 h of melting

Таблица 4. Средние химические составы (мас. %) сульфидов
Table 4. Chemical compositions (wt. %) of sulphides

Время, час.	n	Фаза	S	Fe	Ni	Cu
Система базальт–мергель-ангидритовая порода						
2	5	Fe–S	51.22 ± 3.49	46.18 ± 3.17	1.00 ± 0.28	0.65 ± 0.18
3.5	4	Fe–S	48.68 ± 5.07	40.25 ± 6.08	3.23 ± 0.89	5.81 ± 0.93
5	4	Fe–S	45.69 ± 1.79	43.18 ± 2.44	3.68 ± 1.19	4.96 ± 0.98

Содержания элементов-примесей методом масс-спектрометрии (ИСП-МС) с индуктивно-связанной плазмой были определены в исходных образцах базальта и мергель-ангидритовой породы, а также после их плавления через 2, 3.5 и 5 ч. при 0.1 МПа, 1250 °С. Как видно из приведенных на спайдер-диаграмме данных (рис. 5), в мергель-ангидритовой породе повышенные значения концентраций, нормированные к примитивной мантии, наблюдаются в ряду легких редкоземельных элементов (La, Ce, Pr, Nd, Sm), у большинства редких элементов, среди которых тугоплавкие W, Nb, Ta, Mo, а также Cs, Tl, Rb, Ba, Th, U, Be. Во всех образцах зафиксированы минимумы концентраций Cr, Ni, Co, а в мергель-ангидритовой породе еще и у Cu, Zn, Sc. В экспериментальных расплавах наблюдается уменьшение концентраций Ni, Cu, Co, Pt в зависимости от длительности эксперимента (табл. 5).

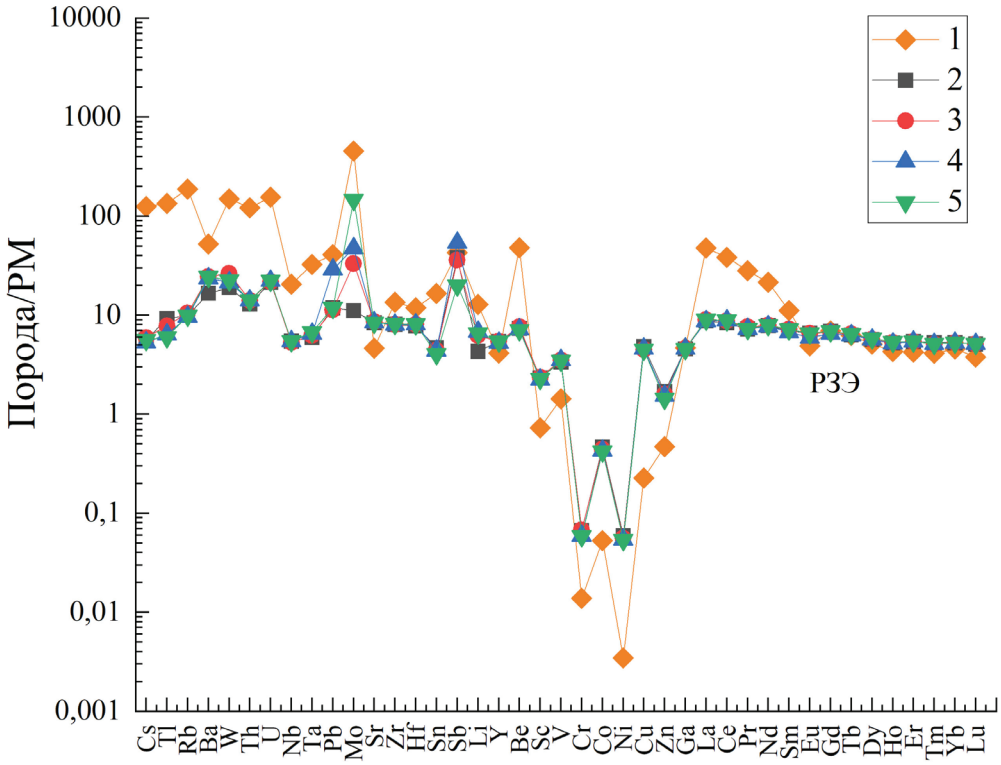


Рис. 5. Спайдер-диаграмма распределения редких и редкоземельных элементов до и после экспериментов в системе базальт-мергель-ангидритовая порода при 0.1 МПа, 1250 °С. Концентрации элементов в породах нормированы к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989): 1 – в стартовом образце мергель-ангидритовой породы; 2 – в стартовом образце мокулаевкого базальта; 3 – через 2 ч. после плавления; 4 – через 3.5 ч. после плавления; 5 – через 5 ч. после плавления в системе базальт-мергель-ангидритовая порода

Fig. 5. Spider diagram of rare and rare-earth elements distribution before and after experiments in the basalt-marl-anhydrite rock system at 0.1 MPa, 1250 °C. Element concentrations in rocks are normalised to the primitive mantle (Sun and McDonough, 1989): 1 – in the marl-anhydrite rock; 2 – in the Mokulayev basalt; 3 – 2 hours after melting; 4 – 3.5 hours after melting; 5 – 5 hours after melting

Таблица 5. Концентрации микроэлементов (мкг/г) в исходных образцах и экспериментальных расплавах (закалочных стеклах) системы базальт-мергель-ангидритовая порода при 0.1 МПа, 1250° С

Table 5. Concentrations of trace elements (μg/g) in initial samples and experimental melts (quenching glasses) of basalt-marl-anhydrite rock system at 0.1 MPa, 1250° C

Элемент	Mk базальт	Мергель-ангидритовая порода	Длительность опыта		
			2 ч.	3.5 ч.	5 ч.
Li	6.9	20.5	10.0	10.9	10.5
Be	0.50	3.3	0.52	0.49	0.48
Sc	37.5	11.8	38.0	36.4	37.1
V	276	117	289	290	284
Cr	175	36.3	178	156	154
Co	49.1	5.6	46.8	45.2	44.2
Ni	116	6.8	110	106	105
Cu	144	6.8	135	138	134
Pt	0.021	0.24	0.38	0.081	0.051
Zn	93.0	26.0	87.3	84.8	78.5
Ga	18.3	18.7	18.5	18.5	18.2
Rb	6.3	119	6.7	6.1	6.3
Sr	177	98.0	181	179	177
Y	24.6	18.8	24.8	24.0	24.8
Zr	90.5	152	90.6	90.2	91.8
Nb	3.9	14.7	3.8	3.9	3.9
Mo	0.70	28.8	2.1	3.0	9.2
Ag	0.05	0.28	0.70	0.98	7.06
Sn*	0.80	2.8	0.75	0.75	0.69
Sb	0.19	0.21	0.18	0.27	0.10
Cs	0.18	4.0	0.19	0.17	0.18
Ba	117	365	171	165	171
La	6.0	32.8	6.2	6.0	6.2
Ce	14.8	68.4	15.5	15.7	15.7
Pr	2.0	7.8	2.1	2.0	2.0
Nd	10.6	29.2	10.7	10.5	10.8
Sm	3.1	4.9	3.2	3.0	3.2
Eu	1.1	0.82	1.1	1.0	1.1
Gd	4.1	4.1	4.0	3.9	4.1
Tb	0.68	0.67	0.70	0.68	0.70
Dy	4.2	3.8	4.2	4.2	4.3
Ho	0.86	0.71	0.87	0.85	0.88
Er	2.6	2.0	2.6	2.6	2.6
Tm	0.39	0.31	0.38	0.38	0.38
Yb	2.6	2.2	2.6	2.6	2.6
Lu	0.38	0.28	0.38	0.38	0.38
Hf	2.4	3.7	2.5	2.5	2.5
Ta	0.24	1.3	0.25	0.26	0.27
W	0.38	3.0	0.53	0.43	0.45
Tl	0.046	0.68	0.039	0.032	0.030
Pb	2.2	7.6	2.1	5.4	2.2
Bi	< по	0.11	0.029	0.029	0.13
Th	1.1	10.3	1.2	1.2	1.2
U	0.45	3.3	0.46	0.47	0.47

Обсуждение результатов и выводы

В сухой системе базальт–мергель-ангидритовая порода через 2 ч. плавления образовались высоко-щелочные расплавы трахи-базальтового состава с содержанием Na_2O+K_2O до 5.5 мас. %, через 3.5 ч. наблюдалось частичное плавление, а через 5 ч. полное плавление ксенолита, смешение его компонентов с компонентами базальтового расплава и образование гомогенного базальтового стекла с содержанием Na_2O+K_2O от 2.5 до 3.5 мас. %. Концентрации редких и редкоземельных элементов сильно отличаются в исходном образце мергель-ангидритовой породы от экспериментальных расплавов и исходного базальта. После плавления эти значения выравниваются, но все же наблюдается зависимость увеличения концентрации рудных элементов (Ni, Cu, Co, Pt) в расплаве от длительности эксперимента. Такой эффект может быть связан с увеличением скорости мобилизации элементов из базальтового расплава в сульфидный с увеличением времени плавления.

В зависимости от окислительно-восстановительных условий, мерой которых является фугитивность кислорода fO_2 в базальтовых расплавах сера может находится в окисленной форме в виде сульфат иона SO_4^{2-} и в восстановленной форме, в виде сульфид иона S^{2-}. Переход от восстановленной к окисленной формам происходит быстро при fO_2 близких к NNO (Ni–NiO)+1 кислородном буфере (Jugo et al., 2005; Jugo, 2009).

При взаимодействии мергель-ангидритовой породы с базальтом на первом этапе происходит растворение ангидрита по схеме:

$$CaSO_4 \text{ (ксенолит)} \rightarrow Ca^{2+} \text{(расплав)} + SO_4^{2-} \text{(расплав)} \quad (1),$$

с последующим восстановлением в расплаве окисленной сульфатной серы (SO_4^{-2}) до сульфидной (S^{-2}):

$$SO_4^{2-} \text{(расплав)} = S^{2-} \text{(расплав)} + O^{2-} \text{(расплав)} \quad (2)$$

Далее происходит взаимодействие S^{2-} с Fe^{2+} расплава с образованием FeS кластера в расплаве:

$$S^{2-} \text{(расплав)} + Fe^{2+} \text{(расплав)} \quad (3)$$

При насыщении расплава серой будет наблюдаться ликвация с образованием железо-сульфидного расплава:

$$FeS \text{ (расплав)} = FeS \text{ (сульфидный расплав)} \quad (4)$$

Для сульфатного насыщения при заданной fO_2 требуются высокие – до 2 мас. % концентрации серы (SO_4^{2-} ион в базальтовом расплаве взаимодействует с ионом Ca^{2+} и при насыщении образуется расплав $CaSO_4$). Для насыщения базальтового расплава сульфидом при этой же fO_2 требуются низкие – около 0.2 мас. % концентрации серы (Masotta, Kepler, 2015; Iacono-Marziano et al., 2017). Учитывая различные концентрации насыщения базальтового расплава сульфатной и сульфидной серой, можно ожидать, что при переходе из окислительных условий к восстановительным, при превращении SO_4^{2-} – в S^{2-} избыток растворенной сульфатной серы будет выпадать в виде капель FeS расплава, что мы и наблюдали в системе базальт–мергель-ангидритовая порода.

Таким образом, в результате проведенных исследований было установлено, что при взаимодействии базальтового расплава с мергель-ангидритовой породой происходит плавление ангидрита, насыщение базальтового расплава его компонентами, восстановление сульфатной серы до сульфидной, в результате чего наблюдалась сульфидно-силикатная ликвация уже через 2 ч. плавления. С увеличением длительности эксперимента концентрация рудных элементов (Ni, Cu) в базальтовом расплаве снижалась, а в сульфидном – возрастала. Восстановление сульфатной серы ангидрита до сульфидной, образование сульфидного расплава, а также экстракция им Ni, Cu и других рудных элементов происходит одновременно, в очень короткое время, а с учетом геологического масштаба времени – практически мгновенно. Исходя из анализа публикаций и полученных нами экспериментальных данных, контаминация базальтового расплава серосодержащими породами платформенного чехла Норильского района, может приводить к ликвации, дифференциации и рудоносности траповой магмы – источника рудоносных интрузий Норильского типа.

Благодарности

Работа выполнена в рамках темы НИР ИЭМ РАН FMUF-2022-0001.

Литература

1. Горбачев Н. С., Гриненко Л. Н. Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов Октябрьского месторождения сульфидных руд (Норильский район) в связи с вопросами его генезиса // Геохимия. 1973. № 8. С. 1127–1136.
2. Горбачев Н. С., Шаповалов Ю. Б., Костюк А. В., Горбачев П. Н., Некрасов А. Н., Султанов Д. М. Фазовые соотношения в системе Fe–S–C при P = 0.5 ГПа, T = 1100–1250 °C: расслоение Fe–S–C расплава и его роль в формировании магматических сульфидных месторождений // Доклады АН. 2021. Т. 497, № 1. С. 23–29. https://doi.org/10.31857/S2686739721030026.
3. Горбачев Н. С., Костюк А. В., Горбачев П. Н., Некрасов А. Н., Султанов Д. М. Металл-сульфидное расслоение рудообразующего расплава в системе Fe-Fe(CuNi)S-C и его роль в генезисе магматических сульфидных месторождений Норильского района (по экспериментальным и геологическим данным) // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65, № 1. С. 58–73. https://doi.org/10.31857/S0016777023010069.
4. Гриненко Л. Н. Сероводородсодержащие газовые залежи как источник серы при сульфуризации магм промышленно-рудоносных интрузий Норильского района // Доклады АН СССР. 1984. Т. 278, № 3. С. 730–732.
5. Кетров А. А., Юдовская М. А., Веливецкая Т. А., Паламарчук Р. С., Шелухина Ю. С. Источники и эволюция изотопного состава серы сульфидов Хараелахского и Пясино-Вологочанского интрузивов (Норильский рудный район) // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. 2023. С. 220–223.
6. Криволуцкая Н. А. Геохимические исследования пород Сибирской магматической провинции и их роль в теории образования уникальных платино-медно-никелевых месторождений // Записки горного института. 2024. Т. 269. С. 738–756.
7. Рябов В. В., Симонов О. Н., Снисар С. Г., Боровиков А. А. Источник серы сульфидных месторождений в траппах сибирской платформы по изотопным данным // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 8. С. 1176–1194. http://dx.doi.org/10.15372/GiG20180804.
8. Barnes S. J., Yudovskaya M. A., Iacono-Marziano G., Vaillant M. L., Schoneveld L. E., Cruden A. R. Role of volatiles in intrusion emplacement and sulfide deposition in the supergiant Norilsk-Talnakh Ni-Cu-PGE ore deposits // Geology. 2023. V. 51, No. 11. P. 1027–1032. https://doi.org/10.1130/G51359.1.
9. Iacono-Marziano G., Ferraina C., Gaillard F., Di Carlo I., Arndt N. T. Assimilation of sulfate and carbonaceous rocks: Experimental study, thermodynamic modeling and application to the Noril'sk-Talnakh region (Russia) // Ore Geology Reviews. 2017. V. 90. P. 399–413. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.04.027.
10. Iacono-Marziano G., Le Vaillant M., Godel B. M., Barnes S. J., Arbaret L. The critical role of magma degassing in sulphide melt mobility and metal enrichment // Nature Communications, 2022. V. 13. P. 2359. https://doi.org/10.1038/s41467-022-30107-y.
11. Jugo P. J. Sulfur content at sulfide saturation in oxidized magmas // Geology. 2009. V. 37. P. 415–418.
12. Jugo P. J., Luth R. W., Richards J. P. Experimental data on the speciation of sulfur as a function of oxygen fugacity in basaltic melts // Geochim Cosmochim Acta. 2005. V. 69. P. 497–503. https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.011.
13. Kavanagh J. L., Boutelier D., Cruden A. R. The mechanics of sill inception, propagation and growth: Experimental evidence for rapid reduction in magmatic overpressure // Earth and Planetary Science Letters. 2015. V. 421. P. 117–128 https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.03.038.
14. Masotta M., Kepler H. Anhydrite solubility in differentiated arc magmas // Geochim Cosmohim Acta. 2015. V. 158. P. 79–102. https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.02.033.
15. Mungall J. E., Brenan J. M., Godel B., Barnes S. J., Gaillard F. Transport of metals and sulphur in magmas by flotation of sulphide melt on vapour bubbles // Nature Geoscience. 2015. V. 8, No. 3. P. 216–219. https://doi.org/10.1038/ngeo2373.
16. Sobolev A. V., Hofmann A. W., Sobolev S. V., Nikogosian I. K., Kuzmin D. V., Gurenko A. A., ... & Krivolutskaya N. A. The Role of Recycled Oceanic Crust in Mantle Plumes–Revisited // Eos Trans. 2004.
17. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. 1989. V. 42, No.1. P. 313–345.
18. Yao Z. S., Mungall J. E. Linking the Siberian flood basalts and giant Ni-Cu-PGE sulfide deposits at Norilsk // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2021. V. 126. https://doi.org/10.1029/2020JB020823.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 361–368

Особенности никелевой минерализации в мезоархейских коматиитах Золотых порогов (Каменноозерская структура)

Кучеровский Г. А., Арестова Н. А., Климова Е. В.
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, gleb.kucherovskiy@yandex.ru

Аннотация. Изучена толща мезоархейских коматиитов Каменноозерской зеленокаменной структуры в районе Золотых Порогов. Установлено сложное строение потоков коматиитов: потоки включают автомагматическую брекчию, закалочную (спинифекс-структурную) и, при мощности потока более 0.5м, кумулятивную части. Закалочная часть потоков содержит 1200–1300 ppm Ni, который входит в состав серпентина и магнетита. Кумулятивная часть потоков коматиитов отличается более высоким содержанием Ni (1600–1900 ppm), который входит в состав сульфидных фаз – миллерита и зигенита. Сульфиды замещаются гарниеритом – силикатным агрегатом гипергенного происхождения. В исследованных коматиитах установлены пониженные (относительно примитивной мантии и типичных содержаний в коматиитах) содержания Ni, Cu и Au, что указывает на ликвацию расплава в процессе эволюции с последующим отделением сульфидной фазы.

Ключевые слова: Фенноскандинавский щит, Карельская провинция, мезоархей, зеленокаменный пояс, коматииты, никель.

Features of Ni-mineralization in Mesoarchean komatiites of the Zolotye Porogi area (Kamennoozerskaya structure)

Kucherovsky G. A., Arestova N. A., Klimova E. V.
IGG RAS, St. Petersburg,gleb.kucherovskiy@yandex.ru

Abstract. The Mesoarchean komatiite sequence of the Kamennoozerskaya greenstone structure in the Zolotye Porogi area was studied. A complex structure of komatiite flows was established: the flows include automagmatic breccia, quench (spinifex-structural) and, if the flow thickness is more than 0.5 m, cumulative parts. The quench part of the flows contains 1200–1300 ppm Ni, which is part of serpentine and magnetite. The cumulative part of komatiite flows is distinguished by a higher Ni content (1600–1900 ppm), which is part of sulfide phases – millerite and siegenite. Sulfides are replaced by garnierite – a silicate aggregate of supergene origin. In the studied komatiites, reduced (relative to the primitive mantle and typical contents in komatiites) contents of Ni, Cu and Au were established. This indicates the liquation of the melt during the evolution process with subsequent separation of the sulfide phase.

Key words: Fennoscandian Shield, Karelian Province, Mesoarchean, greenstone belt, komatiites, nickel.

Введение

Каменноозерская зеленокаменная структура – часть мезоархейского Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса – расположена в северной части Водлозерского домена. Эта структура сложена вулканическими и вулканогенно-осадочными породами различного состава: дацитами, андезитами, базальтами, коматиитами (Ранний докембрий…, 2005). Коматииты архейских зеленокаменных поясов являются одними из важнейших пород, ассоциирующих с медно-никелевыми и платинометалльными месторождениями. Коматииты Каменноозерсой структуры связаны как с медно-никель-кобальтовой, так и с рассеянной платинометалльной минерализацией (Кулишевич, 2018). Несмотря на хорошую изученность коматиитов, значительный интерес представляет непосредственный механизм возникновения рудной минерализации и её распределение в толще коматиитов.

Коматииты Каменоозерской структуры обнажены в районе Золотых порогов – участка, расположенного в нижнем течении реки Кумбуксы (рис. 1). Возраст коматиитов был определён Sm-Nd методом равным 2916 ± 117 млрд лет (Puchtel et al., 1999). В обнажениях наблюдаются моноклинально залегающие покровы коматиитов, в которых можно выделить отдельные потоки и их части: закалочные зоны со спинифекс-структурами, массивные зоны, и зоны вулканической брекчии. Несмотря на то, что породы преобразованы в условиях зеленосланцевой фации (Ранний докембрий..., 2005), реликты первично-магматических структур сохранились и наблюдаются непо-

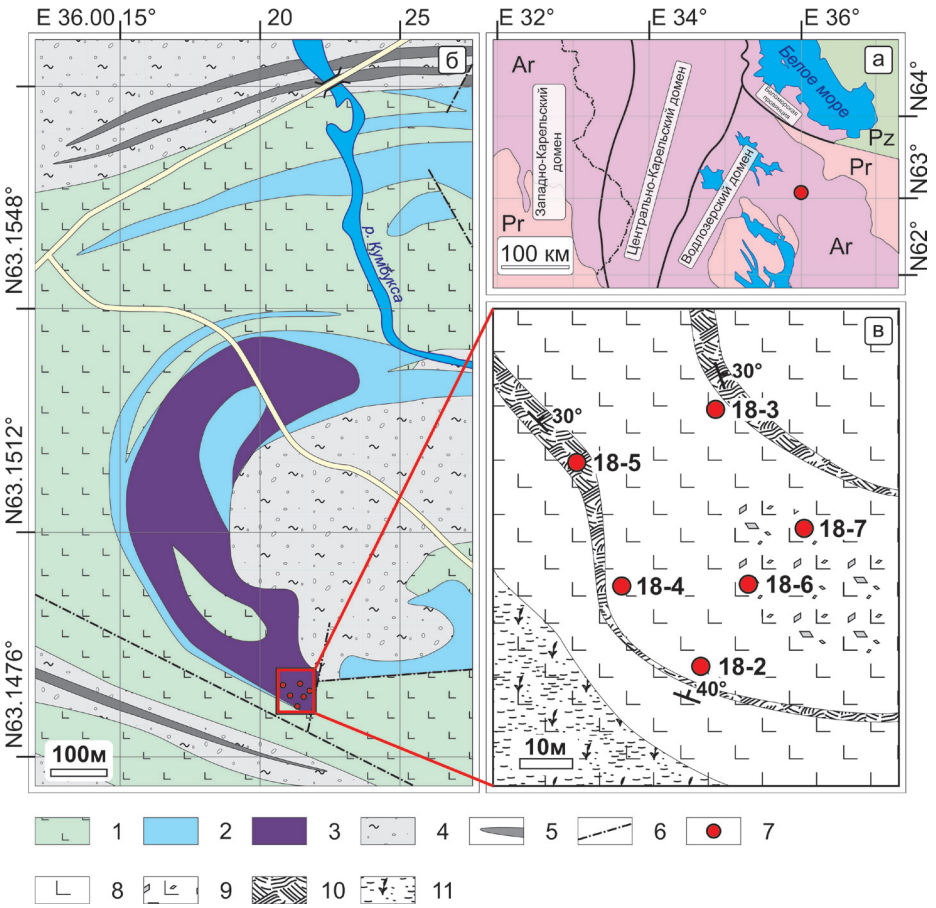


Рис. 1. Схемы: а – расположения участка «Золотые пороги»; б – геологического строения участка «Золотые пороги», составленная по материалам (Кожевников и др., 1983; Кулешевич и др., 2005), с привлечением материала авторов; в – точки отбора образцов. Условные обозначения: 1 – метабазальты; 2 – серпентинитовые сланцы; 3 – метакоматииты; 4 – вулканогенно-осадочная толща; 5 – колчеданы; 6 – тектонические нарушения; 7 – точки отбора образцов; 8 – массивные части потоков коматиитов; 9 – карбонатизация; 10 – спинефекс-структурные части потоков коматиитов; 11 – четвертичные отложения

Fig. 1. Maps: a – location of the Zolotye Porogi area; б – geological structure of the Zolotye Porogi area, compiled based on materials (Kozhevnikov et al., 1983; Kuleshevich et al., 2005), with the involvement of the authors' material; в – sampling points. Legend: 1 – metabasalts; 2 – serpentinite schists; 3 – metakomatiites; 4 – volcanogenic-sedimentary mass; 5 – pyrites; 6 – tectonic faults; 7 – sampling points; 8 – massive parts of komatiite flows; 9 – carbonatization; 10 – spinefex-structural parts of komatiite flows; 11 – Quaternary deposits

средственно в обнажениях. Покровы коматиитов секутся редкими серпентиновыми прожилками и линзами. Породы коматиит-базальтовой ассоциации перекрыты вулканогенно-осадочной толщей, метаморфизованной в условиях эпидот-амфиболитовой фации. На контакте пород коматиит-базальтовой и вулканогенно-осадочной толщь расположены горизонты колчеданных руд, сложенных преимущественно пиритом.

В процессе изучения геологического строения толщи коматиитов было установлено гетерогенное строение отдельных лавовых потоков. Кровля каждого потока сложена автомагматической брекчией, далее расположена зона спинифекс-структурных коматиитов и, ближе к подошве потока, находится массивная часть. Мощность потоков варьирует он нескольких десятков сантиметров до первых метров, причём в потоках мощностью менее полуметра массивной части не наблюдается.

Материалы и методы

Химический состав петрогенных (главных) элементов в породах определен в ЦЛ ВСЕГЕИ методом XRF на спектрометре ARL-9800, содержание редких и редкоземельных элементов в породе проанализировано методом ICP-MS на масс-спектрометре ELAN-DRC-6100 по стандартным методикам (ВСЕГЕИ) (табл. 1). Содержание главных элементов приведено в массовых процентах,

Таблица 1. Химический состав коматиитов Золотых Порогов
Table 1. Chemical composition of komatiites of the Zolotye Porogi area

Структура	Спинифекс			Массивная	
№ пробы	18-2	18-2а	18-5	18-6	18-2г
SiO_2 %	41.81	41.39	41.35	36.72	40.77
Al_2O_3 %	5.84	6.21	6.91	3.40	5.11
TiO_2 %	0.29	0.26	0.23	0.13	0.16
Fe_2O_3общ %	11.77	11.21	10.93	8.32	10.3
MnO %	0.18	0.19	0.23	0.16	0.29
MgO %	26.62	27.22	26.88	34.33	30.63
CaO %	5.94	5.48	5.78	2.47	3.34
Na_2O %	0.13	<. 1	0.25	<. 1	<.1
K_2O %	0.016	0.014	0.021	0.013	0.021
ППП %	7.05	7.66	7.4	14.3	9.2
Сумма %	99.66	99.76	99.99	99.87	99.86
Li	4.43	3.88	3.54	3.65	2.55
Sc	19.80	18.00	16.60	10.90	13.30
V	109	104	104	62.10	96.70
Cr	2330	2170	2060	2500	1730
Co	88.10	89.20	89.80	100	96.20
Ni	1300	1180	1330	1870	1620
Cu	5.37	9.22	55.50	3.47	6.29
Sr	2.88	2.51	2.41	11.70	1.54
Y	5.94	4.89	3.99	2.27	3.15
Zr	9.37	16.70	9.15	7.38	5.17
Nb	0.72	0.58	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Ba	5.17	6.61	5.34	4.59	3.88
La	1.25	1.04	0.93	0.27	0.55
Ce	3.00	2.63	1.88	0.77	1.20
Pr	0.44	0.38	0.27	0.11	0.16
Nd	2.10	1.81	1.37	0.65	0.80
Sm	0.69	0.58	0.45	0.25	0.30
Eu	0.30	0.30	0.41	0.12	0.09
Gd	0.93	0.75	0.58	0.30	0.43
Tb	0.17	0.13	0.11	0.05	0.08
Dy	1.05	0.92	0.72	0.44	0.53
Ho	0.23	0.19	0.16	0.09	0.11
Er	0.64	0.56	0.42	0.26	0.34
Tm	0.09	0.07	0.07	0.04	0.05
Yb	0.58	0.52	0.43	0.24	0.33
Lu	0.09	0.07	0.06	0.04	0.06
Hf	0.27	0.35	0.24	0.16	0.11

содержание редких и редкоземельных элементов приведено в ppm. Состав минералов исследован в ИГГД РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL-JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL) (табл. 2, 3). Результаты приведены к 100 %. Измерения проводились с использованием нейтронно-активационного анализа в Лаборатории нейтронной физики

им. Франка Объединённого института ядерных исследований. Измерения производились на установке ИБР-2, с помощью инструмента REGATA. Пределы обнаружения, определённые с использованием стандарта, составили для Au – 0.5 ppb, Re – 6 ppb, Ag – 0.15 ppm, Ir – 9 ppm, Pd – 30 ppm.

Таблица 2. Химический состав минералов (за исключением сульфидов), слагающих коматииты Золотых Порогов

Table 2. Chemical composition of minerals (except for sulfides) composing the komatiites of the Zolotye Porogi area

Обр.	Минерал	тчк.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	ZnO	NiO	P_2O_5	Cl	CoO	CuO
18-5	Тремолит	2	60	0	0.2	0.3	3.1	0	22.3	14.1	0	0	0	0	0	0
18-5	Апатит	7	0.3	0	0	0	0.5	0	0	55.3	0	0	43.9	0.1	0	0
18-4	Гарниерит	11	41.5	0	5.2	0.8	3.2	0	26.3	0	0	23.0	0	0	0	0
18-4	Гарниерит	13	36.3	0	0.4	0	0.5	0	4.8	0	0	56.0	0	0.1	0.6	1.4
18-4	Гарниерит	15	38.8	0	3.1	0.4	2.0	0	18.5	0	0	36.9	0	0.1	0.2	0
18-4	Гарниерит	17	40.1	0	3.2	1.3	1.9	0	18.3	0	0	34.0	0	0	0	1.1
18-4	Гарниерит	19	44.6	0	3.9	0	1.7	0	19.9	0	0	23.3	0	0	0	6.7
18-4	Гарниерит	21	39.5	0	4.2	0	6.1	0	20.6	0	0	28.3	0	0.2	1.1	0
18-4	Гарниерит	27	38.4	0	2.4	0	1.5	0	14.6	0	0	43.1	0	0	0	0
18-4	Гарниерит	28	33.9	0	0	0	0.5	0	2.3	0	0	61.4	0	0	0	1.5
18-4	Гарниерит	29	41.8	0	2.4	0.6	1.4	0	16.4	0	0	35.4	0	0	0	2.1
18-2v	Пирофанит	11	0.8	54.6	0	0	8.9	30.6	5.1	0	0	0	0	0	0	0
18-2v	Пирофанит	13	1.1	52.6	0	0	7.2	36.1	3.0	0	0	0	0	0	0	0
18-4	Пирофанит	2	1.5	53.5	0	0	11.4	27.8	5.9	0	0	0	0	0	0	0
18-4	Пирофанит	6	0	55.4	0	0	10.3	31.0	3.3	0	0	0	0	0	0	0
18-4	Пирофанит	22	0	54.4	0	0	11.6	30.8	3.3	0	0	0	0	0	0	0
18-2v	Магнетит	1	0	0	0	2.5	95.5	0.6	0.6	0	0	0.8	0	0	0	0
18-2v	Магнетит	12	0	0	0	0.6	97.0	0.8	0.8	0	0	0.8	0	0	0	0
18-2v	Магнетит	4	0	0	0	1.2	97.5	0.7	0	0	0	0.7	0	0	0	0
18-4	Магнетит	1	0	0	0	0.9	96.9	0.4	0.9	0	0	0.9	0	0	0	0
18-4	Магнетит	5	0	0	0	2.0	96.5	0.7	0	0	0	0.9	0	0	0	0
18-4	Магнетит	23	0	0	0	2.0	96.5	0.4	0	0	0	1.2	0	0	0	0
18-4	Магнетит	25	0	0	0	2.7	95.7	0.7	0	0	0	0.9	0	0	0	0
18-5	Магнетит	5	0.8	0	0	0.4	98.1	0	0.7	0	0	0	0	0	0	0
18-5	Магнетит	12	0.7	0	0	1.3	97.1	0	0.3	0	0	0.6	0	0	0	0
18-5	Магнетит	8	0.5	0	0	0	98.7	0	0	0	0	0.8	0	0	0	0
18-5	Магнетит	9	0	0	0	0	99.4	0	0	0	0	0.6	0	0	0	0
18-5	Клинопироксен	6	55.0	0	0.1	0.2	10.9	0	21.1	12.6	0	0	0	0	0	0
18-2v	Рутил	2	0	98.5	0	0	1.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
18-4	Хромит	4	0.7	0.4	11.6	55.1	19.1	0	7.4	0	5.7	0	0	0	0	0
18-5	Хромит	11	0.6	0.3	10.9	49.4	25.4	6.9	1.4	0.2	4.9	0	0	0	0	0
18-2v	Серпентин	3	50.1	0	3.0	0.3	2.2	0	44.4	0	0	0	0	0	0	0
18-2v	Серпентин	5	43.2	0	11.2	0	4.0	0	41.7	0	0	0	0	0	0	0
18-2v	Непуит	9	42.2	0	1.8	0	1.4	0	19.9	0	0	34.2	0	0	0.5	0
18-2v	Серпентин	10	44.1	0	8.2	0.8	3.2	0	42.5	0	0	1.3	0	0	0	0
18-4	Серпентин	3	49.0	0	4.1	0.4	2.7	0.3	43.6	0	0	0	0	0	0	0
18-4	Серпентин	10	45.6	0	8.1	0.8	2.7	0.1	42.8	0	0	0	0	0	0	0
18-4	Серпентин	16	51.7	0	1.5	0	1.8	0	45.1	0	0	0	0	0	0	0
18-5	Серпентин	1	46.7	0	7.1	0.3	6.2	0.1	39.6	0	0	0.1	0	0	0	0
18-5	Серпентин	3	42.8	0	12.1	0.7	6.1	0.3	38.0	0	0	0.1	0	0	0	0
18-5	Титанит	4	30.5	40.5	0	0	1.1	0	0	27.9	0	0	0	0	0	0

Таблица 3. Химический состав сульфидов, содержащихся в коматиитах Золотых Порогов
Table 3. Chemical composition of sulfides contained in the komatiites of the Zolotye Porogi area

Обр.	Минерал	тчк	Fe	Ni	S	Co	Cu
18-2v	Миллерит	6	0.2	64.9	34.4	0.5	0
18-2v	Миллерит	8	0.2	64.8	34.8	0.3	0
18-4	Миллерит	8	0.5	64.2	35.3	0	0
18-4	Миллерит	9	0.7	64.1	35.0	0.1	0
18-4	Зигенит	7	0.4	42.6	41.7	15.3	0
18-4	Зигенит	12	0.5	45.6	41.3	11.9	0.6

Результаты и обсуждение

Минеральный состав массивных и спинифекс-структурных частей потоков заметно отличаются. Спинифекс-структурные разности сложены игольчатыми скелетными кристаллами оливина, замещёнными мелкозернистым серпентин-магнетитовым агрегатом (рис. 2 а). Серпентин представлен антигоритом с существенным содержанием Al_2O_3 (2–14.5 %) и FeO (1.8–13.6 %). Содержание NiO и MnO не превышает 0.5 %. Интерстиции между «иголками» были заполнены, авгитом, на что указывает его реликт, сохранившийся в крупном зерне магнетита (рис. 2 в). В настоящее время авгит замещённым тремолитом. В качестве акцессорных минералов в спинифекс-структурных разностях содержатся апатит, титанит и хромит, по краям замещенный магнетитом (рис. 2 б). Размер ске-

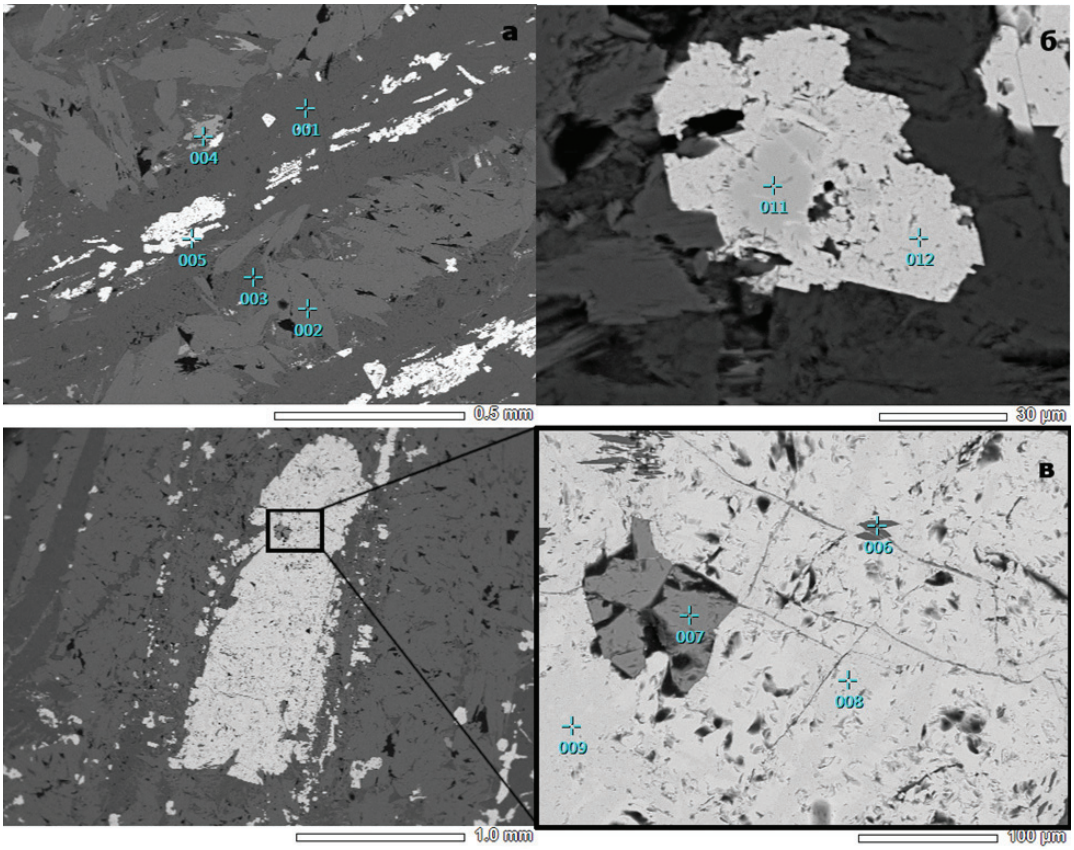


Рис. 2. Изображение спинифекс-структурного коматиита (обр. 18-5) в отраженных электронах: а – реликты первично-магматической структуры; б – зерно хромита, замещаемое магнетитом; в – реликты пироксена, сохранившиеся внутри крупного зерна магнетита. Цифрами обозначены минералы, название и химический состав которых указаны в табл. 2

Fig. 2. Image of spinifex-structured komatiite (sample 18-5) in reflected electrons: a – relics of the primary magmatic structure; б – chromite grain replaced by magnetite, в – pyroxene relics preserved inside a large magnetite grain. The numbers indicate minerals whose names and chemical compositions are given in Table 2

летных кристаллов вариативен: у кровли потока иголки могут достигать размера 10 мм длиной и 1 мм шириной, увеличивая свой размер по мере приближения к центру потока. Для наиболее крупнозернистых разностей длина «иголок» может достигать 50 мм при ширине около 5 мм. Ориентация «иголок» может быть как хаотичной, так и складываться в однонаправленные кластеры размером 50–100 мм. Автомагматическая брекчия сложена обломками спинифекс-структурных коматиитов и микроскопически им идентична.

Массивные разности коматиитов сложены преимущественно серпентином и магнетитом. Основная масса серпентина представлена антигоритом с существенной примесью Al_2O_3 (1.5–11.2 %) и FeO (1.8–13.6%). Содержание MnO не превышает 0.5 %. Содержание NiO может достигать 2.5 %, но в большинстве зёрен никель не определяется. Антигорит образует мелкозернистую, хаотично ориентированную массу. Массивные коматииты часто пронизаны прожилками хризотила и амезита. Химический состав этих минералов не отличается от состава основной массы серпентина, диагностировать их позволяет габитус и оптические свойства. Также в срастании с миллеритом диагностировано единичное зерно непуита. Магнетит образует скопления, проявляющие первично-магматическую идеоморфнозернистую структуру. Так скопления зёрен магнетита трассируют контуры зёрен оливина, в настоящее время полностью замещенного серпентином. Вероятно, размер зёрен оливина варьировал от 2–3 до 10 мм. Для массивных разностей характерен широкий набор акцессорных минералов: хромит, пирофанит, ильменит, рутил, барит, моноцит, гематит, халькозин, зигенит, миллерит и гарниерит. Также было обнаружено единичное включение теллурида палладия. В массивных разностях коматиитов иногда наблюдаются прожилки, трещины и линзы, выполненные волокнистым агрегатом серпентина.

Химический состав спинифекс-структурных и массивных коматиитов в целом сходен, но имеет некоторые различия. Так содержание кремнезёма в спинифекс-структурных разностях несколько выше (41.4–41.8 %), чем в массивных (36.7–40.7 %). Также в спинифекс-структурных разностях выше содержание CaO (5.5–5.9 % против 2.5–3.3 % в массивных), TiO_2 (0.23–0.29 % против 0.13–0.16 % в массивных) и Al_2O_3 (5.8–6.9 % против 3.4–5.1 % в массивных разностях). Содержание MgO наоборот выше в массивных разностях: 30.6–34.3 % против 26.6–27.2 % в спинифекс-структурных разностях. Содержание Na_2O K_2O крайне низкое для обеих разностей и лежит ниже 0.3 %.

Содержание редких элементов в коматиитах примерно соответствует составу примитивной мантии (рис. 3). Для всех разностей породы характерна отрицательная стронциевая аномалия (Sr/Sr* = 0.1), которая не наблюдается только в одной пробе массивных коматиитов, содержащей значительное количество вторичного карбоната. Также в породах наблюдаются как положительные, так и отрицательные европиевые аномалии (Eu/Eu* = 0.7–2.5), причём как в массивной, так и в спинифекс-структурной разностях преобладает положительная европиевая аномалия.

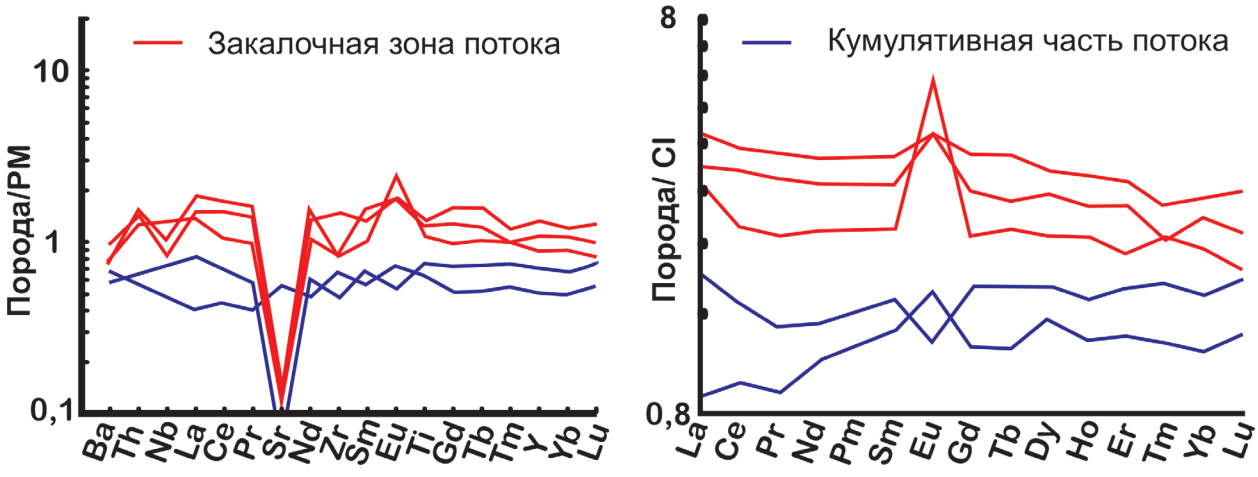


Рис. 3. Распределение редких и редкоземельных элементов в коматиитах
Fig. 3. Distribution of rare and rare earth elements in komatiites

Распределение РЗЭ для спинифекс-структурных разностей имеет слегка обогащённый ЛРЗЭ характер (La/Yb = 1.1–1.5), массивные разности, наоборот показывают деплитированное распределение ЛРЗЭ (La/Yb = 0.8). Содержание никеля в породе варьирует от 1180 до 1870 ppm. Содержание хрома – от 1300 до 2600, Cr/Ni = 1.1–1.8. Наиболее высокие содержания Ni и Cr наблюдаются в массивной разности породы.

Никель в коматиитах присутствует, как в виде изоморфной примеси в породообразующих минералах, так и в виде собственной фазы. Изоморфные примеси никеля определяются во всех типах коматиитов в серпентине и магнетите. В серпентине содержание NiO варьирует от 0.07 до 2.5 % в отдельных зёрнах (за исключением единственного обнаруженного зерна непуита, где содержание NiO = 34.2 %). Магнетит может содержать от 0.3 до 1.5 % NiO. При этом в одном образце разные генерации магнетита могут содержать различное количество никеля. В образце 18-3а 0.5 % NiO содержит ильменит.

В массивных разностях коматиитов никель не только входит в состав серпентина и магнетита, но и может образовывать собственные фазы, как сульфидные, так и силикатные. Из пяти исследованных образцов массивных разностей коматиитов сульфиды никеля были обнаружены в трёх. Сульфидные фазы представлены миллеритом и зигенитом. По миллериту развивается гипергенный силикатный агрегат переменного состава (гарниерит). Как правило, зёрна сульфидов встречаются среди скоплений магнетита, трассирующих реликты оливина.

Содержание Ni в кумулятивных частях потока в 1.2–1.6 раз выше, чем в закалочной зоне. Такое распределение может быть связано с процессами кристаллизационной дифференциации внутри потока. Первой начинает кристаллизоваться закалочная – спинифекс-структурная часть потока. При этом кристаллизуется эвтектический состав, представленный пироксеном и оливином. Никель, как несовместимый элемент, распределяется преимущественно между оливином и остаточным расплавом, при кристаллизации которого также входит в состав оливина и магнетита. Модель внутрипотоковой дифференциации никеля в коматиитах была обоснована А. Б. Вревским (Вревский и др., 2003). Он предложил модель, согласно которой спинифекс-структурные части потока содержат меньше никеля, чем кумулятивные в связи с кристаллохимическими особенностями скелетных кристаллов оливина. Ввиду того, что первичных оливинов не сохранилось, невозможно сказать какой из процессов внёс больший вклад в фракционирование Ni внутри потока.

Определяющую роль в образовании медно-никелевых месторождений и месторождений ЭПГ играет наличие в расплаве сульфидной фазы. Как было показано Барнесом и Майером (Barnes, Maier, 1999), в присутствии сульфидного расплава медь, никель и благородные металлы будут входить преимущественно в сульфидную фазу. Между сульфидным и силикатным расплавом медь, никель и ЭПГ также будут распределяться неравномерно. Из-за различия коэффициентов распределения в два порядка в случае сосуществования сульфидного и силикатного расплава, силикатная фаза будет значительно обеднена ЭПГ по сравнению с медью и никелем.

Чтобы проверить предположение, происходила ли ликвация в процессе эволюции расплава для двух образцов (18-5,18-6) был сделано измерение содержаний благородных металлов. Содержания благородных металлов оказалось ниже пределов обнаружения прибора.

Как показано на рис. 3 распределение редких элементов образцах 18-5 и 18-6, кроме Eu и Sr в целом соответствует их распределению в примитивной мантии. Этот факт позволяет предположить, что в случае отсутствия ликвации, распределение Cu, Au и ЭПГ также будут соответствовать значениям в мантии. Содержание Ni, вероятно, будет несколько ниже, поскольку коэффициент распределения Ni между силикатным расплавом и оливином рестита достаточно высокий – 5.9 (Gaetan, Grove, 1997). В случае разделения расплава на сульфидную и силикатную часть, концентрации Ni, Cu и Au будут снижаться пропорционально их коэффициентам распределения. Нормированные на примитивную мантию (Barnes, Maier, 1999) содержания Ni составляют 0.65–0.94, Cu – 0.12–0.33 (кроме одного анализа), Au – менее 0.47. Такое распределение этих элементов вполне соответствует предположению, что в процессе эволюции расплава от него отделилась сульфидная фаза. Далее, после излияния на поверхность, коматиитовая лава при контакте с водой абсорбирует атмосферную

серу, в результате чего образуются низкотемпературные гидротермальные минералы – миллерит и зигенит. С таким предположением хорошо согласуется результат изучения изотопного состава серы в колчеданных рудах исследованного района (Высоцкий и др., 2023). Согласно выводам С. В. Высоцкого и коллег, источником серы, входящей в сульфиды колчеданных руд района Золотых Порогов, были сульфаты морской воды, несущие изотопные метки, характерные для атмосферной серы фотолитического генезиса.

Заключение

Изучив распределение никеля и его минералов в коматиитах можно предложить следующую модель формирования никелевой минерализации. При плавлении мантийного источника образуется магма, богатая Ni. В процессе подъёма происходит разделение расплава на сульфидную и силикатную фазы, в результате чего силикатный расплав получается обеднённым ЭПГ, Au, Cu и в меньшей степени Ni. Далее, при излиянии лав на поверхность Ni распределяется преимущественно в центральных частях потоков. На следующей стадии происходит низкотемпературное метаморфическое преобразование породы при участии богатых серой флюидов. В результате этого процесса оливин преобразуется в серпентин и магнетит, часть никеля связывается с атмосферной серой, образуя миллерит и зигенит. В дальнейшем, при выведении пород на дневную поверхность, сульфиды разрушаются, образуя гарниерит.

Благодарности

Работа выполнена по теме НИР-FMUW-2025-0003 с использованием оборудования ЦКП «АИРИЗ».

Литература

1. Вревский А. Б., Матреничев В. А., Ружьева М. С. Петрология коматиитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 587–617.
2. Высоцкий С. В.,. Веливецкая Т. А, Игнатьев А. В, Асеева А. В., Яковенко В. В. Влияние архейской атмосферы на формирование вулканогенно-осадочных сульфидных руд (по данным мультиизотопного состава серы) // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. 2023. № 4 (230). С. 70–81. doi:10.37102/0869-7698_2023_230_04_5.
3. Кожевников В. Н., Кулешевич Л. В., Фурман В. Н. Структурный анализ архейских образований участка Золотые Пороги (Восточная Карелия) // Операт.-информ. материалы. Петрозаводск, 1983. С. 47–51.
4. Кулешевич Л. В. Благороднометалльная минерализация в коматиитах и интрузивных ультрабазитах в архейских зеленокаменных поясах Карелии (обрамление Водлозерского блока) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018. № 15. С. 226–229.
5. Кулешевич Л. В., Фурман В. Н., Федюк З. Н. Перспективы золотоносности Каменоозерской структуры Сумозерско-кенозерского зеленокаменного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН, 2005. С. 50–67.
6. Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В. А. Глебовицкий. СПб. Изд-во: Наука, 2005. 711с.
7. Barnes S. J., Maier W. D. The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulphide liquids // Short Course Notes-Geological Association of Canada. 1999. V. 13. P. 69–106.
8. Gaetani G. A., Grove T. L. Partitioning of moderately siderophile elements among olivine, silicate melt, and sulfide melt: constraints on core formation in the Earth and Mars // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1997. V. 61, No. 9. P. 1829–1846.
9. Puchtel I. S., Hofmann A., Amelin Y., Garbe-Schönberg C., Samsonov A., Shchipansky A. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints // Geochimica et cosmochimica acta. 1999. V. 63, No. 21. P. 3579–3595.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 369–377

Оценка загрязнения тяжелыми металлами территорий городов Челябинска и Магнитогорска

Кожемяченко А. А. [1],Селезнев А. А. [1, 2]

[1] Уральский федеральный университет им. первого Президента России Б. Н. Ельцина, Екатеринбург, kozhemanna1@yandex.ru

[2] Институт промышленной экологии УрО РАН, Екатеринбург, sandrian@rambler.ru

Аннотация. Статья посвящена оценке загрязнения тяжелыми металлами территорий городов Челябинска и Магнитогорска. Цель работы: тестирование подхода оценки экологического состояния городских территорий на основе опробования современных осадков. Исследование проведено на примере крупных городов Челябинской области металлургического профиля – Челябинск и Магнитогорск. Исследовался набор металлов Mg, Al, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Mo, Sn, Sb, Pb, Li, Be. Эти металлы являются объектом мониторинга Росгидромета.

Ключевые слова: урбанизированная среда, современные осадки, селитебная зона, многоквартирные дома, снегогрязевая пульпа, снег, загрязнение, металлы, условная фоновая концентрация.

Assessment of heavy metal pollution in the cities of Chelyabinsk and Magnitogorsk

Kozhemyachenko A. A. [1], Seleznev A. A. [1, 2]

[1] Ural Federal University named after the first President of Russia B.N. Yeltsin, Ekaterinburg, kozhemanna1@yandex.ru

[2] Institute of Industrial Ecology, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, sandrian@rambler.ru

Abstract. The article is devoted to the assessment of heavy metal pollution in the cities of Chelyabinsk and Magnitogorsk. The purpose of the work: to test an approach for assessing the ecological status of urban areas based on testing modern precipitation. The study is based on the example of the large cities of the Chelyabinsk region with a metallurgical profile – Chelyabinsk and Magnitogorsk. A set of metals Mg, Al, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Mo, Sn, Sb, Pb, Li, Be was studied. These metals are monitored by the Russian Hydrometeorological Service.

Key words: urbanized environment, modern precipitation, residential area, apartment buildings, snow-mud pulp, snow, pollution, metals, conditional background concentration.

Введение

На сегодняшний день больше половины населения планеты проживает в городах, которые занимают не более 1 % суши. Несмотря на это, города и хозяйственная деятельность людей в целом оказывают негативное влияние на окружающую среду и ее качество, что, как следствие, негативно сказывается и на здоровье человека (Mielke et al., 2004).

Вещества, загрязняющие городские экосистемы, подразделяются на жидкие и твердые; преднамеренно собираемые и депонируемые; стоки в виде жидких потоков, содержащих твердые частицы; выбросы с содержанием веществ в твердой, жидкой и газообразной формах в виде воздушных потоков (Каргаполов, 2016). Существует несколько основных поллютантов городской среды: к ним относят тяжелые металлы, твёрдые частицы (PM) и полициклические ароматические углеводороды (ПАУ) (Горшкова, Лавренникова, 2023).

Источники выбросов вредных веществ классифицируются на стационарные (расположенные в пределах одной территории и занимающие фиксированное положение: котельные, металлургические производства, свалки, мусоросжигательные заводы, электростанции на угле мазуте и т. д.) и нестационарные или передвижные (устройства без конкретного местоположения, которые можно перемещать для работы в разных частях производства). Стационарные источники загрязнения в свою очередь могут подразделяться на организованные (трубы, факелы, очистные сооружения,

отвалы и т. д.) и неорганизованные (утечки, выбросы). Загрязнение от организованных источников загрязнения поддаются контролю, тогда как загрязнение от неорганизованных источников постоянно контролировать нельзя (Игнатович, 2017). Миграции и накоплению загрязнения в городах способствуют различные природные факторы, такие как роза ветров, климат и локальные погодные явления в городах.

Диффузными источниками загрязнения называют такие источники, которые характеризуются неравномерным распределением загрязняющих веществ по площади, нерегулярностью воздействия на объект, тесной связью с метеоусловиями, разнообразным диапазоном концентраций и широким набором токсических элементов (Кочарян, Лебедева, 2015). В городской среде к источникам диффузного загрязнения относится автотранспорт и его выхлопные газы (exhaust) и не выхлопные (non-exhaust) (Liu et al., 2022).

Загрязнение городской среды увеличивается в связи с присутствием пыли, представляющей собой твердые частицы, которые находятся в воздухе под влиянием воздушных течений и оседают на различных поверхностях под воздействием силы земного притяжения или вместе с осадками. Образование пыли связано как с естественными (природными) процессами, такими как выветривание, разрушение горных пород, вулканическая активность, космическая пыль, так и с антропогенными процессами, такими как промышленность, сельское и жилищно-коммунальное хозяйство, транспортная активность (Азаров и др., 2020). Кроме того, дорожная пыль является одним из значимых источников частиц PM10 в воздухе, поэтому в крупных городах мира дорожная пыль все чаще выступает в качестве объекта экогеохимического мониторинга (Demetriades et al., 2015).

Загрязнение городских почв влечет за собой негативные последствия для здоровья городского населения. Проживание в городе, где почва загрязнена токсичными тяжёлыми металлами, может негативно сказаться на здоровье людей. В зависимости от вида металла и его концентрации, возможны разные проблемы со здоровьем. Например, длительное потребление неорганического мышьяка опасно развитием хронического отравления – арсеникоза. Это состояние поражает желудочно-кишечный тракт, кожу, сердце и печень. Токсичные тяжёлые металлы могут вызывать различные проблемы со здоровьем в зависимости от вида металла и его концентрации. Отравление мышьяком может вызвать развитие диабета, болезни костного мозга и крови, сердечно-сосудистые, онкологические заболевания (Исакова и др., 2024). Отравление свинцом наносит неврологический ущерб, приводит к снижению уровня IQ, внимания, к нарушению координации рук, вызывает энцефалопатию, ухудшает состояние костей, гипертонию, болезнь почек (Исакова и др., 2024). Воздействие метилртути, наиболее вредной формы ртути, влияет на развитие мозга, что приводит к снижению уровня IQ. Ртуть приводит к повреждению центральной нервной и желудочной систем, влияет на координацию, зрение и чувство осязания, повреждает почки, сердце, печень. Интоксикация вызывает тревогу, беспокойство, депрессивное состояние, раздражительность, тремор (Тафеева, Петров, 2016). Отравление медью вызывает повреждение головного мозга и почек; цирроз печени, хроническую анемию, желудочное и кишечное раздражение (Исакова, 2022). Никель вызывает аллергический дерматит, при ингаляционном воздействии возникает угроза рака лёгких, носа, горла, желудка. Оказывает токсическое воздействие на иммунную, репродуктивную системы, кровь, имеет нейротоксическое и генотоксическое действие, повреждает печень, вызывает потерю волос. Избыток цинка приводит к головокружению и усталости (Сичко, 2019). Геохимические исследования городской среды позволяют оценить риски от проживания на той или иной территории и сделать выводы о качестве жилья в крупных промышленных городах.

Общая методология геохимических исследований включает геохимическое опробование, аналитические исследования, математическую обработку результатов аналитических исследований и научный анализ и синтез полученных результатов (Кудрик, 2013).

Геохимические исследования в городских экосистемах основаны на изучении функциональных блоков, между которыми происходит обмен загрязняющими веществами (Перельман, Касимов, 2000):

1) источники загрязнения: промышленность, жилищно-коммунальное хозяйство и транспорт;

2) транзитные среды, где происходит транспортировка и частичная трансформация загрязня-

ющих веществ: атмосфера, атмосферные осадки, поверхностные и грунтовые воды. Транзитная среда атмосферы считается для городских экосистем наиболее опасной, так как является переносчиком многих загрязняющих веществ, среди которых аэрозоли, образующие смог. Кроме того, в атмосферных осадках преобладают тяжелые металлы в формах, растворимых в воде;

3) депонирующие среды, в которых накапливаются и преобразуются загрязняющие вещества: почвы, донные отложения, растения, микроорганизмы, хозяйственные и жилые сооружения.

Геохимические методы, используемые при проведении исследований в городских экосистемах, в большей мере связаны с реальным распределением загрязняющих веществ по аномалиям, чем с их выбросом или сбросом от техногенных источников.

Помимо существующих источников загрязнений городской среды существуют и другие: дорожная пыль, остатки праха людей в крематориях, окислы на памятниках в городах и др.

Определение фоновых концентраций в почве необходимо для оценки степени загрязнённости почв тяжёлыми металлами. Это важно при проведении инженерно-экологических изысканий, чтобы выбрать правильные решения по обращению с загрязнёнными почвами и определить их объёмы, а также соблюсти санитарно-эпидемиологические и экологические требования.

В последние годы используется методы определения геохимического фона, который предусматривает следующие шаги: 1) по результатам проведенного статистического анализа принимается гипотеза о нормальном или логнормальном законе; 2) для участков без явного антропогенного влияния рассчитывается среднее арифметическое C_a или среднее геометрическое C_g соответственно; 3) выполняется оценка заданного доверительного интервала для C_a или C_g; 4) в качестве фонового значения C_b принимается C_a или C_g, либо верхняя граница доверительного интервала; 5) аномальными считаются значения, выходящие за пределы доверительного интервала; 6) проводится комплексная оценка превышения концентраций веществ в иных водных объектах относительно установленного фона.

Термин «геохимический базовый уровень» или «базовая линия» (англ. Geochemical baseline), официально введённый в 1993 г., означает содержание элементов в компонентах городской среды в начальный момент, до того, как искусственные и естественные компоненты подверглись какому-либо антропогенному воздействию. Этот термин включает в себя естественные географические концентрации (фоновый уровень) и диффузное антропогенное загрязнение почв (Santos-Francés et al., 2017). Расчёт геохимического базового уровня необходим для оценки текущего состояния окружающей среды, а также для разработки рекомендаций и стандартов качества в природоохранном законодательстве и политике, особенно при оценке загрязнённых почв и оценке экологических рисков (Baize, Sterckeman, 2001).

Цель работы: тестирование подхода оценки экологического состояния городских территорий на основе опробования современных осадков. Исследование проведено на примере крупных городов Челябинской области металлургического профиля – Челябинск и Магнитогорск. Исследовался набор металлов Mg, Al, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Mo, Sn, Sb, Pb, Li, Be. Эти металлы являются объектом мониторинга Росгидромета.

Задачи работы:

1) найти информацию о фоновых (кларковых) концентрациях элементов для региона;
2) оценить значения суммарных индексов химического загрязнения Z_cосадков относительно найденных фоновых концентраций;
3) восстановить фоновые концентрации по новому методу (Селезнев, 2018);
4) оценить значения индексов относительно наших фоновых;
5) сравнить значения, выявить недостатки, плюсы и минусы подхода.

Материалы и методы

Челябинск – город-миллионник, административный центр одноимённой области. Расположен на границе Урала и Сибири, климат характеризуется умеренной континентальностью. История Челябинска началась в 1736 г. с возведения крепости. К XIX в. город превратился в один из крупней-

ших торговых центров Урала, а к концу столетия – всей страны. Сегодня Челябинск занимает почётное место среди промышленных гигантов России, находясь на 13-й строчке по объёму промышленного производства. В городе расположены такие промышленные гиганты, как Челябинский металлургический комбинат (ЧМК), Челябинский электрометаллургический комбинат (ЧЭМК), Челябинский цинковый завод (ЧЦЗ), Челябинский механический завод (ЧМЗ) и Челябинский трубопрокатный завод (ЧТПЗ). Архитектура Челябинска представляет собой уникальное сочетание исторического наследия и современных тенденций. Город продолжает развиваться и расти, сохраняя при этом свою богатую историю и культуру. Общая протяжённость сети автомобильных дорог Челябинска составляет 1 109.4 км (Горячко, Павлинов, 2017).

Магнитогорск – город в Челябинской области России, расположен на восточном склоне Южного Урала на границе Европы и Азии. Климат города умеренно континентальный. Магнитогорск был основан в 1743 г. как крепость, в XIX в. развивался как центр промышленной добычи железной руды. На сегодняшний день является одним из крупнейших центров чёрной металлургии в мире. Градообразующее предприятие города – Магнитогорский металлургический комбинат (ММК) с дочерними заводами. В настоящее время жилищный фонд Магнитогорска представлен домами таких типов как постройки в стиле «сталинский ампир» (1930–1960 гг.), полносборные дома «первых серий» (1960–1970 гг.) и полносборные дома «улучшенной планировки» (1970–1990 гг.) (Корниенко, Чикота, 2014).

Объектом исследования являются современные городские осадки. Грязевые осадки на селитебной территории – это поверхностные слои пыли и частиц, которые перемещаются и накапливаются на разных поверхностях и микрорельефе (Селезнев и др., 2017). Время существования грязевых отложений варьируется от нескольких месяцев до нескольких десятилетий, мощность в среднем составляет 5 см (Селезнев, 2018). Грязевые осадки на городских территориях являются транспортирующей загрязнение средой, вторичным и неточечным источником загрязнения, отражают геохимические условия среды и ее изменения (Илгашева и др., 2018). Образование осадка в микроводоемах (лужах) на локальных пониженных участках поверхности в жилых районах возникает из-за сноса частиц с поверхностей, включающих участки территории квартала, построенного в разные годы. Этот осадок состоит из атмосферной пыли, твердых и взвешенных частиц почвы, эрозионного материала и т. д. Твердые осадки перемешиваются внутри лужи. Городские осадки формируются на дворовых территориях внутри кварталов жилых домов. Поверхностные отложения могут быть удалены с территории жилого квартала в результате уборки. Мелкий осадочный материал постоянно перемещается по территории квартала, перераспределяясь поверхностным стоком дождевой воды и колесами автомобилей. Осадки накапливают загрязняющие вещества в пространстве и времени на территории жилого двора, отражая его экологическое состояние.

Для проведения исследования загрязнения тяжелыми металлами было отобрано 60 проб в Челябинске и 41 в Магнитогорске. Образцы были собраны во дворах жилых многоквартирных домов методом нерегулярной сети. В каждой точке выбиралось от 3 до 5 локализаций. Проба является объединенной пробой с внутридворовой территории, масса пробы – от 1 до 1.5 кг. Участок сбора (двор) проб фотографировался. По каждому участку заполнялась анкета, в которой указывался характер застройки («хрущевки», «сталинки», современные панельные дома, бараки и т. д.), наличие озеленения, организованной и неорганизованной парковки, перепада высот. Маршруты были как правило пешие.

Этапы обработки проб:

− сушка и уборка крупных объектов: камни, корни, ветки, листья, мусор;

− грохочение – разделение сыпучих материалов (проб) по крупности частиц;

− ситование – полученный материал квартовался и просеивался через материал толщиной менее 1 мм.

Пробы истирались до порошкообразного состояния с размером частиц 0.074 мм.

Геохимический фон ($С_ф$) представляет собой среднее содержание химического элемента в пределах нормального геохимического поля. Для его оценки выбирается та часть площади выпол-

ненной геохимической съемки, где выдержаны ландшафтно-геохимические условия, однотипны по химизму горные породы и отсутствуют явные аномалии. Способы оценки геохимического фона зависят от математического закона, которому подчиняется распределение содержаний элементов в выборке (нормальному или логнормальному). При нормальном законе распределения уровень фона определяется по формуле:

$$C_{\text{ф}} = \frac{\sum_{i=1}^{n} C_i}{n}$$

при логнормальном:

$$C_{\text{ф}} = ant \ln \frac{\sum_{i=1}^{n} \ln C_i}{n}$$

Существует два основных подхода к определению математического закона, который управляет распределением элементов в выборке. Первый метод — графический. Он предполагает создание гистограмм или кумулятивных кривых, которые наглядно показывают, как часто встречаются разные содержания элементов. Это позволяет выдвинуть предположение о типе распределения. Второй метод — математический. С его помощью можно проверить эту гипотезу с использованием специальных критериев согласия, таких как критерий Пирсона и другие. В геохимической интерпретации данных часто используется метод построения гистограмм. Он основан на определении математического закона по форме гистограммы распределения частот встречаемости содержаний элементов. Если гистограмма имеет симметричную форму, где максимальная частота встречаемости находится в середине и постепенно уменьшается к обоим концам, это указывает на нормальное распределение. Асимметричная форма гистограммы характерна для логнормального распределения.

Расчёт базовой линии начинается с определения пороговых значений токсичности для различных загрязняющих веществ, при этом рассчитываются фоновые значения веществ, что соответствует нормальному значению элемента в данной среде (Tack et al., 1997). Расчёт фонового уровня часто является сложной задачей, поскольку практически невозможно найти почвы без какого-либо загрязнения из-за атмосферного осаждения микроэлементов на больших расстояниях и деятельности человека (Pinto et al., 2015). Учитывая эти трудности, базовый уровень должен показывать среднее значение и диапазон концентраций тяжёлых металлов для конкретной территории и в конкретный период времени, а также учитывать диффузное поступление этих элементов в почву (Adriano, 2001). Количественно базовый уровень содержания загрязняющих веществ в породах, почвах и донных отложениях представляет собой сумму естественного содержания определяемого вещества с той техногенной добавкой, которая является следствием глобального либо регионального переноса загрязнений от источников выбросов в окружающую среду:

$$BL = B + A, \quad (1)$$

где BL – базовая линия, B – фоновое содержание, A – антропогенный вклад (Matschullat et al., 2000).

Значение базовой линии должно соответствовать статистически значимому отклонению от суммы среднего арифметического (или геометрического) значения, умноженного на два значения стандартного отклонения для каждого исследуемого элемента. Таким образом, формулу (1) можно представить в виде:

$$BL = B + 2\delta, \quad (2)$$

где B – фоновое содержание, 2δ – величина антропогенного вклада.

Можно считать, что BL – это верхний предел фонового содержания вещества, учитывающий его природные (B) и антропогенные (A) вариации в условиях диффузного загрязнения. На основе определения базовых геохимических показателей региона можно установить стандарты качества почвы (например, контрольные и предельные уровни веществ в почвах).

Для вычисления восстановленного геохимического фона вводится функция веса W, обратно пропорциональную концентрации поллютанта:

$$W_i = \frac{1}{\left(y_i - 0{,}95 \cdot min(y_{i-5} \ldots y_{i+5})\right)^{\delta}}, \quad (3)$$

где δ – показатель степени, i – номер при ранжировании концентраций элемента в выборке по возрастанию, y – концентрация поллютанта.

Для оценки состояния почв используется суммарный индекс химического загрязнения Z_c:

$$Z_c = \sum_{i=1}^{n} K_c - (n-1), \quad (4)$$

где n – количество суммируемых веществ; K_c – коэффициент концентрации:

$$K_c = C_i / C_{\Phi i}, \quad (5)$$

где C_i – фактическое содержание определенного вещества в почве в мг/кг; $C_{\Phi i}$ – региональное фоновое содержание элемента (Сает и др., 1990).

Литературные данные были отобраны из литературных источников: кларковые концентрации – по А. П. Виноградову (1962), фоновые концентрации – ежегодник «Загрязнение почв Российской Федерации токсикантами промышленного происхождения в 2022 г.».

Результаты

В табл. 1 приведены найденные литературные данные по загрязняющим веществам Челябинска и Магнитогорска, а также рассчитанные статистическими методами фоновые значения загрязняющих веществ.

Таблица 1. Показатели кларковых и фоновых значений загрязняющих веществ в Челябинске и Магнитогорске

Table 1. Indicators of clark and background values of pollutants in Chelyabinsk and Magnitogorsk

Город	Челябинск			Магнитогорск		
Элемент	Кларк (мг/кг)	Фон из лит. данных (мг/кг)	Фон рассчитанный	Кларк (мг/кг)	Фон из лит. данных (мг/кг)	Фон рассчитанный
Mg	18700	н.о.	9959.99	н.о.	н.о.	н.о.
Al	80500	1	53241.95	80500	1	242.37
Ti	4500	н.о.	2994.98	4500	н.о.	120.41
V	90	н.о.	30.48	90	н.о.	40.41
Cr	83	1	51.08	83	116	44.31
Mn	1000	116	77.59	1000	н.о.	90.72
Fe	46500	н.о.	211.86	46500	н.о.	217.66
Co	18	1	9.48	18	1	11.69
Ni	58	116	25.55	58	2.2	24.99
Cu	47	4	22.55	47	4	23.18
Zn	83	17	54.59	83	17	49.02
As	1.7	5	6.83	1.7	н.о.	6.94
Rb	н.о.	н.о.	н.о.	150	н.о.	22.77
Mo	1.1	н.о.	0.34	1.1	н.о.	0.4
Cd	н.о.	н.о.	н.о.	0.16	0.4	
Sn	2.5	н.о.	1.58	2.5	н.о.	1.33
Sb	0.5	н.о.	0.15	0.5	н.о.	0.11
Ba	н.о.	н.о.	н.о.	650	н.о.	63.64
W	н.о.	н.о.	н.о.	1.3	н.о.	1.84
Pb	16	5	23.99	16	5	17.92
Li	32	н.о.	13.84	н.о.	н.о.	н.о.
Be	3.8	н.о.	0.18	н.о.	н.о.	н.о.

Применчание. н.о. – не определялись.

Суммарный индекс химического загрязнения Z_c был рассчитан относительно кларковых значений, фоновых значений и полученных по новому методу значений фона. Полученные значения суммарного индекса химического загрязнения были нанесены на карты городов Челябинск и Магнитогорск (рис. 1).

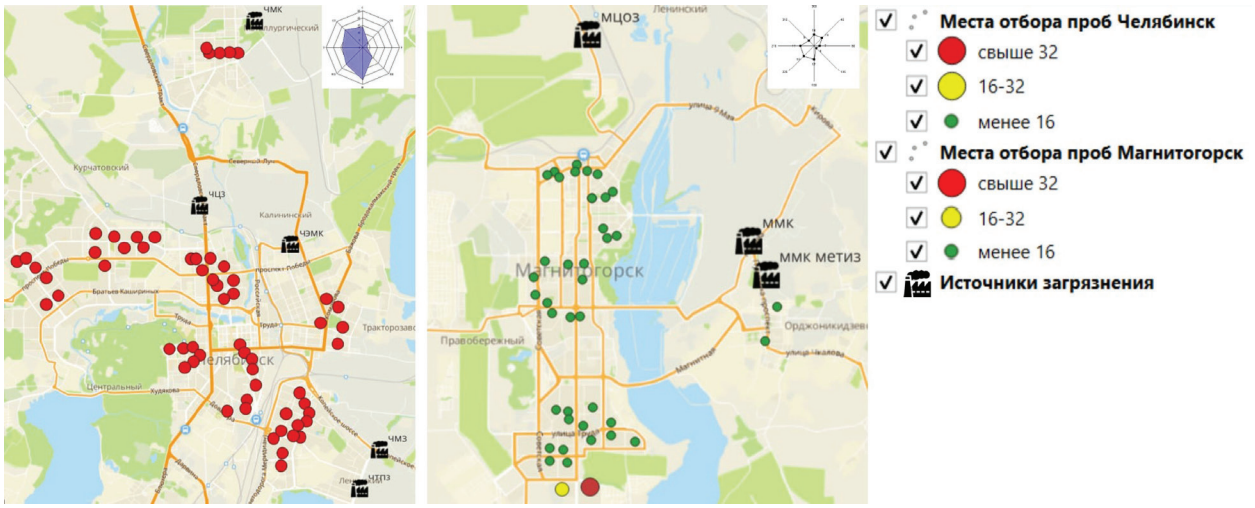


Рис. 1. Суммарный индекс химического загрязнения Z_c относительно восстановленного фона для Челябинска и Магнитогорска

Fig. 1. The total index of chemical pollution Zc relative to the restored background for Chelyabinsk and Magnitogorsk

Рассчитанные индексы демонстрируют высокий уровень загрязнения города Челябинска и низкий уровень загрязнения Магнитогорска. Полученные по новому методу значения восстановленного фона отличаются от литературных данных в меньшую сторону. Высокий уровень загрязнения металлами Pb, Zn и Cu ожидалось из-за высоких автомобильных и промышленных выбросов в двух крупных индустриальных городах. Распространение загрязнения в городах вызвано розой ветров и распространением выбросов от стационарных источников загрязнений.

Благодарности

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-17-20036, https://rscf.ru/project/24-17-20036/, и при поддержке Правительства Свердловской области (проект № 24-17-20036).

Литература

1. Азаров В. Н. и др. Исследование дисперсного состава пыли городской среды // Вестник МГСУ. 2020. Т. 15, №. 3. С. 432–442.
2. Аляев А. А., Варава Л. Ф. Экологические проблемы промышленных зон Урала // Сб. науч. трудов Международной научн.-техн. конф. Магнитогорск. Изд-во: МГМА, 1998. Т. 1. С. 29–34.
3. Воздействие взвешенных частиц на здоровье / Официальный портал Всемирной организации здравоохранения. Европейское бюро [Электронный ресурс] URL: http://www. euro. who.int/__data/assets/pdf_file/0007/189052/Health-effects-of-particulatematter-final-Rus. pdf.
4. Горшкова П. П., Лавренникова О. А. Загрязнение почв тяжелыми металлами // Символ науки. 2023. № 1-2. URL: https://cyberleninka.ru/article/n/zagryaznenie-pochv-tyazhelymi-metallami.
5. Горячко М. Д., Павлинов П. С. Большая Российская энциклопедия: [в 30 т.] / научно-редакционный совет: председатель – Ю. С. Осипов и др. Москва : Научное издательство «Большая российская энциклопедия», 2017. Т. 34: Хвойка – Шервинский. С. 433–435. 797 с.
6. Ежегодник. Загрязнение почв Российской Федерации токсикантами промышленного происхождения в 2022 г. Обнинск. Изд-во: ФГБУ «НПО «Тайфун». 2023. 13 с.
7. Иванов Д. В. Фоновое содержание загрязняющих веществ как мера нормирования качества природных сред (обзор) // Российский журнал прикладной экологии. 2021. № 4 (28). URL: https://cyberleninka.ru/article/n/fonovoe-soderzhanie-zagryaznyayuschih-veschestv-kak-mera-normirovaniya-kachestva-prirodnyh-sred-obzor.
8. Игнатович И. А. Анализ статистики вредных выбросов в атмосферный воздух // Молодой учёный. 2017. Т. 50. С. 129.

9. Илгашева Е. О., Селезнев А. А., Ярмошенко И. В., Шагалов Е. С., Леонова Л. В. Минеральный состав и техногенные образования в поверхностном грязевом осадке города Екатеринбурга // IX Всероссийская молодежная научная конференция «Минералы: строение, свойства, методы исследования». Екатеринбург, 2018. Изд-во: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2018. С. 79–81.
10. Исакова Д. А. Токсичность меди и источники её загрязнения // Приоритетные направления развития образования и науки. 2022. С. 134–135.
11. Исакова Д. Т., Хафизова Н.Р., Аронбаев С. Д., Аронбаев Д. М. Тяжелые металлы и их влияние на здоровье человека // In The World Of Science and Education. 2024. № 15 ноябрь ХН. Изд-во: Общественный фонд «Исследовательский центр «Endless Light in Science». С. 3–8.
12. Каргаполов Н. В. Вредные вещества городских экосистем // Тенденции формирования науки нового времени: сб. трудов Междун. научно-практич. конф.: в 4 частях. Т. 3. Изд-во: Башкирский государственный университет, 2014. С. 239.
13. Каргаполов Н. В. Геохимические исследования в городских экосистемах // Социально-экологические технологии. 2016. № 3. URL: https://cyberleninka.ru/article/n/geohimicheskie-issledovaniya-v-gorodskih-ekosistemah (дата обращения: 22.11.2024).
14. Касимов Н. С., Власов Д. В. Кларки химических элементов как эталоны сравнения в экогеохимии // Вестник Московского университета. Серия: География. 2015. № 2. С. 7–17.
15. Корниенко В. Д., Чикота С. И. Проблемы современного российского градостроительства (на примере г. Магнитогорска) // Жилищное строительство. 2014. № 11. URL: https://cyberleninka.ru/article/n/problemy-sovremennogo-rossiyskogo-gradostroitelstva-na-primere-g-magnitogorska.
16. Кочарян А. Г., Лебедева И. П. Диффузные источники загрязнения на водосборных территориях и оценка их токсического воздействия на водные и почвенные экосистемы // Природообустройство. 2015. № 5. С. 40–44.
17. Кравчук Н. В., Морозов В. Е., Сергеев Р. Д., Оленьков В. Д. Градостроительное развитие Челябинска (1930–н. в.) // 8-я научная выставка-конференция научно-технических и творческих работ студентов "Молодой исследователь": сб. трудов конф. Челябинск. Изд-во: Издательский центр ЮУрГУ, 2021. С. 34–38.
18. Кудрик И. Д. Экологическая геохимия: конспект лекций для студентов направления 6.040106 «Экология, охрана окружающей среды и сбалансированное природопользование» дневной и заоч. формы обучения. 2013.
19. Куролап С. А., Епринцев С. А., Клепиков О. В., Мамчик Н. П. Оценка риска для здоровья населения, связанного с техногенным загрязнением города Воронежа // Теоретическая и прикладная экология. 2008. № 3. С. 42–49.
20. Методические указания по определению тяжелых металлов в почвах сельхозугодий и продукции растениеводства. М. Изд-во: ЦИНАО, 1992. 60 с.
21. Методические указания. Проведение расчётов фоновых концентраций химических веществ в воде водотоков: РД 52.24.622–2001. М. Изд-во: Росгидрометслужба, 2001. 68 с.
22. Перельман А. И., Касимов Н. С. Геохимия ландшафта. М. Изд-во: МГУ, 2000.
23. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в почве: Гигиенические нормативы. М. Изд-во: Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора, 2006. 15 с.
24. Развитие улично-дорожной сети города Челябинска на 2021–2025 годы. Администрация Челябинска: https://cheladmin.ru/sites/default/files/n/document/51036/pasportuds21-25.doc.
25. Сает Ю. Е., Ревич Б. А., Янин Е. П. Геохимия окружающей среды. М. Изд-во: Недра, 1990. 335 с.
26. Селезнев А. А. Тяжелые металлы в поверхностном грязевом осадке города Екатеринбурга // Известия Уральского государственного горного университета. 2018. № 1 (49). С. 46–54.
27. Селезнев А. А., Илгашева Е. О., Ярмошенко И. В. Поверхностный грязевой осадок на урбанизированной территории: свойства, гранулометрический и минеральный состав, содержание металлов // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий. 2017. № 5. С. 394–399.
28. Сичко Н. О. Последствия загрязнения почвы тяжелыми металлами // Актуальные проблемы и перспективы развития сельского хозяйства Юга России. 2019. С. 200–204.
29. Тафеева Е. А., Петров И. В. Эколого-гигиеническая оценка влияния загрязнения почвы на здоровье населения // Современные проблемы науки и образования. 2016. № 4. С. 75–75.
30. Тюрин А. М., Политыкина М. А., Панкратьев П. В., Коломоец А. В. Бассейн карбонатной седиментации в Магнитогорском прогибе Южного Урала и перспективы его нефтегазоносности // Недра Поволжья и Прикаспия. 2019. № 98. С. 25–36.
31. Цибарт А. С., Геннадиев А. Н. Полициклические ароматические углеводороды в почвах: источники, поведение, индикационное значение (обзор) // Почвоведение. 2013. № 7. С. 788–788.

32. Челябинская область – статистика по региону: https://russia.duck.consulting/regions/74#collapse473558.
33. Численность постоянного населения Российской Федерации по муниципальным образованиям на 1 января 2024 года.
34. Шабанов М. В., Стрекулев Г. Б. Геохимические процессы накопления тяжелых металлов в ландшафтах Южного Урала // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2021. Т. 332. № 1. С. 184–192.
35. Adriano D. C. Trace elements in terrestrial environments: biogeochemistry, bioavailability, and risks of metals. New York: Springer, 2001. V. 860.
36. Baize D., Sterckeman T. Of the necessity of knowledge of the natural pedo-geochemical background content in the evaluation of the contamination of soils by trace elements // Science of the total environment. 2001. V. 264, No. 1–2. P. 127–139.
37. Bern C. R., Walton-Day K., Naftz D. L. Improved enrichment factor calculations through principal component analysis: Examples from soils near breccia pipe uranium mines, Arizona, USA // Environmental pollution. 2019. V. 248. P. 90–100.
38. Charzyński P., Plak A., Hanaka A. Influence of the soil sealing on the geoaccumulation index of heavy metals and various pollution factors // Environmental Science and Pollution Research. 2017. V. 24. P. 4801–4811.
39. Demetriades A., Johnson C. C., Birke M. Urban geochemical mapping: the EuroGeoSurveys Geochemistry Expert Group's URGE project // Journal of Geochemical Exploration. 2018. V. 187. P. 1–5.
40. Liu Y., Haibo Chen, Ying Li, Jianbing Gao, Kaushali Dave, Junyan Chen, Tiezhu Li, Ran Tu. Exhaust and non-exhaust emissions from conventional and electric vehicles: A comparison of monetary impact values // Journal of Cleaner Production. 2022. V. 331. P. 129965.
41. Matschullat J., Ottenstein C., Reimann C. Geochemical background – can we calculate it? // Environmental geology. 2000. V. 39(9). P. 990–1000.
42. Mielke H. W., Guangdi W., Christopher R. Gonzales, Eric T. Powell, Bin Le, V. Nancy Quach. PAHs and metals in the soils of inner-city and suburban New Orleans, Louisiana, USA // Environmental toxicology and pharmacology. 2004. V. 18, No. 3. P. 243–247.
43. Muller G. Index of geoaccumulation in sediments of the Rhine River // Geojournal. 1969. V. 2. P. 108–118.
44. Pinto M. M. S., Ferreira da Silva E., Silva M.M.V.G, Melo-Gonçalves, P. Heavy metals of Santiago Island (Cape Verde) top soils: Estimated background value maps and environmental risk assessment // Journal of African Earth Sciences. 2015. V. 101. P. 162–176.
45. Santos-Francés F, Martinez-Graña A, Alonso Rojo P, García Sánchez A. Geochemical Background and Baseline Values Determination and Spatial Distribution of Heavy Metal Pollution in Soils of the Andes Mountain Range (Cajamarca-Huancavelica, Peru) // Int J Environ Res Public Health. 2017. V. 14(8). P. 859. doi: 10.3390/ijerph14080859. PMID: 28788105; PMCID: PMC5580563.
46. Seleznev A. A., Yarmoshenko I. V., Sergeev A. P. Method for reconstructing the initial baseline relationship between potentially harmful element and conservative element concentrations in urban puddle sediment // Geoderma. 2018. V. 326. P. 1–8.
47. Seleznev A., Rudakov M. Some geochemical characteristics of puddle sediments from cities located in various geological, geographic, climatic and industrial zones // Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences. 2019. V. 14, No. 1. P. 95–106.
48. Tack F. M. G., Verloo M. G., Vanmechelen L., Van Ranst E. Baseline concentration levels of trace elements as a function of clay and organic carbon contents in soils in Flanders (Belgium) // Science of the Total Environment. 1997. V. 201. No. 2. P. 113–123.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 378–383

Особенности распределения содержаний элементов-примесей в кристаллах касситерита месторождений олово-грейзенового промышленного типа

Чижова И. А. [1], **Петроченков Д. А.** [2]

[1] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), Москва, tchijova@igem.ru*

[2] *Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе» (МГРИ), Москва, p-d-a@mail.ru*

Аннотация. Приведены результаты изучения распределения содержаний элементов-примесей в кристаллах касситерита месторождений олово-грейзенового промышленного типа. Характерными элементами являются Sc, Ti, V, Fe, Zr, Nb, Hf, Ta, W. Установлены корреляционные связи элементов, которые существенно различаются в кристаллах различных месторождений. Определена роль элементов в прозрачности и цвете касситерита. Прозрачность кристаллов определяется преимущественно W. При высоких содержаниях заметную роль оказывают Fe, Nb, Ta. Черный цвет определяется W, а красный Fe.

Ключевые слова. Месторождения олова, касситерит, элементы-примеси, прозрачность и цвет кристаллов.

Features of elements-impurity contents distribution in cassiterite crystals from industrial tin-greisen deposits

Chizhova I. A. [1], **Petrochenkov D. A.** [2]

[1] *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences (IGEM RAS), Moscow, tchijova@igem.ru*

[2] *Sergo Ordzhonikidze Russian State University for Geological Prospecting (MGRI), Moscow, p-d-a@mail.ru*

Abstract. The article presents the results of the study of elements-impurity contents distribution in cassiterite crystals from industrial tin-greisen deposits. The characteristic elements are Sc, Ti, V, Fe, Zr, Nb, Hf, Ta, W. The correlation links of elements that differ significantly in crystals from different deposits are established. The role of elements in the transparency and color of cassiterite is determined. The transparency of crystals is determined mainly by W. With high contents Fe, Nb and Ta are playing a significant role. The black color is determined by W, and the red color by Fe.

Key words: Tin deposits, cassiterite, elements-impurity, crystal transparency and color.

Введение

Олово-грейзеновый промышленный тип месторождений достаточно широко распространен и успешно отрабатывается в различных регионах мира, включая Россию (Геология …, 1986; Макеев, Политов, 1991; Государственный …, 2021).

Месторождения образуются, как правило, в результате метасоматической переработки гранитов, а также гранито-гнейсов, кристаллических сланцев, полимиктовых песчаников. Касситерит в рудах ассоциирует с кварцем, мусковитом иногда с топазом, флюоритом, турмалином, хлоритом, сидерофиллитом, цинвальдитом, лепидолитом. Из рудных минералов характерны касситерит, вольфрамит, станнин, берилл, встречаются молибденит, пирит, арсенопирит, леллингит, висмутин, халькопирит, сфалерит, реже – галенит.

В настоящей работе приведены результаты изучения элементов-примесей в кристаллах касситерита месторождений олово-грейзенового промышленного типа.

Материалы и методы

Изучены 11 кристаллов касситерита из месторождений олово-грейзенового типа Тигриное (Приморский край), Правоурмийское (Хабаровский край), Циновец, Крупка (Республика Чехия) размером от 5 до 24 мм.

Определение содержания элементов-примесей осуществлялось методом масс-спектрометрии с интуктивно-связанной плазмой, с приставкой лазерной абляции (ЛА-ИСП-МС). в ЦКП «Исследовательский химико-аналитический центр НИЦ «Курчатовский институт». Аналитик А. М. Исмагулов. Диаметр пятна лазерного луча – 80 мкм. В каждой намеченной точке (21), проводилось по 3 измерения.

Устойчивые повышенные содержания, превышающие 10 мг/кг, установлены для 9 элементов-примесей : Sc, Ti, V, Fe, Zr, Nb, Hf, Ta, W.

Методика исследований

Решаемые задачи:

1. Оценка основных параметров распределения содержаний элементов-примесей в кристаллах касситерита указанных месторождений.

2. Выявление взаимосвязей между значениями содержаний элементов-примесей.

3. Оценка влияния элементов-примесей на прозрачность и цвет касситерита.

Для решения этих задач использовались статистические методы анализа данных:

1. Расчет основных параметров распределения содержаний элементов-примесей: среднее $C_{ср}$, минимальное – $C_{мин}$, максимальное – $C_{мак}$ содержания элемента; среднеквадратичное отклонение СКО; мода – Мо; медиана – Ме; коэффициент вариации – КВ; коэффициент асимметрии, отнесённый к его ошибке – А/ош; коэффициент эксцесса, отнесённый к его ошибке – Э/ош; установлено соответствие распределения значений содержаний нормальному закону – Норм. $C_{ср}$, $C_{мин}$, $C_{мак}$, СКО, Мо, Ме – измерялись в мг/кг, КВ – в %, А/ош и Э/ош – безразмерные показатели. Параметр Норм принимал 2 значения: соответствует нормальному закону – да и не соответствует – нет.

2. Проверка соответствия нормальному закону распределения по критерию асимметрии и эксцесса проводилась для доказательства однородности выборки (Руководство …, 1965).

3. Факторный анализ для изучения структуры данных в многомерном пространстве.

Ранее по этой методике нами было проведено изучение распределения элементов-примесей в ювелирных кристаллах касситерита месторождений редкометалльных пегматитов (Чижова, Петроченков, 2024).

Результаты и обсуждение

Относительно высокие содержания характерны для Ti, Fe, Zr, Nb, W; более низкие для Sc, V, Hf и Ta. При этом в отдельных кристаллах месторождений могут быть содержания как существенно более высокие так и более низкие (табл. 1).

Таблица 1. Содержания элементов-примесей в кристаллах касситерита месторождений олово-грейзенового типа

Table 1. Elements-impurity contents in cassiterite crystals from tin-greisen type deposits

Месторождение	Содержание элемента, мг/кг								
	Sc	Ti	V	Fe	Zr	Nb	Hf	Ta	W
Тигриное (1)[2]	592-714[1] 652	707-2440 1532	10-27 18	912-1210 986	235-276 258	162-494 276	104-155 127	91-237 130	49-140 79
Циновец (1)	5-27 17	660-1720 1100	24-498 175	100-564 328	28-255 133	0-752 209	0-9 3	0-3 1	4-1600 393
Крупка (1)	0-19 13	798-1580 1054	0-12 4	109-601 426	138-265 186	2-349 158	7-19 12	0-22 5	9-769 164
Правоурмийское (8)	0-27 10	317-1220 797	0-127 41	33-844 185	67-159 114	4-291 68	7-40 24	1-47 8	22-3830 787

Примечание. 1 – над чертой крайние значения, под чертой – средние; 2 – количество изученных кристаллов

Средние значения содержаний элементов в касситерите различных месторождений могут существенно различаться: Sc в 65, V в 44, Fe в 5, Nb в 14, Hf в 32, Ta в 130, W в 10 раз. Наиболее устойчивые содержания характерны для Ti и Zr, которые отличаются в 2 раза. Колебания содержаний эле-

ментов отражаются коэффициентами вариации: для Sc, V, Nb, Hf, Ta, W от 112 до 198%, для Ti и Zr от 42 до 45 %.

При изучении объединенной выборки (по всем месторождениям) значений содержаний для большинства элементов Sc, Ti, V, Nb, Hf, Ta и W распределение содержаний не подчиняется нормальному закону. Нормальный закон распределения содержаний установлен только для Fe и Zr (табл. 2). Выборка сформирована для анализа структуры данных в многомерном пространстве. Объединение выборок в контексте баз данных и анализа данных означает процесс создания нового набора данных путем объединения нескольких существующих выборок согласно определенному критерию. В нашем случае критерием была принадлежность месторождения к олово-грейзеновому промышленному типу. И для нас были важны задачи визуализации данных и выявления кластеров.

Таблица 2. Характеристики распределения содержаний элементов-примесей в кристаллах касситерита месторождений олово-грейзенового типа

Table 2. Characteristics of elements-impurity contents distribution in cassiterite crystals from tin-greisen type deposits

Элемент	Характеристики[1]									
	$C_{ср}$	$C_{мин}$	$C_{мак}$	СКО	Mo	Me	КВ	А/ош	Э/ош	Норм
Sc	134	0	714	254	51	14	189	5.0	-0.7	нет
Ti	1030	317	2440	467	823	908	45	4.3	2.2	нет
V	50	0	498	85	36	22	170	10.8	20.3	нет
Fe	404	33	1210	336	117	269	83	2.6	-1.2	да
Zr	158	28	276	67	120	138	42	1.3	-1.7	да
Nb	145	0	752	163	54	101	113	4.7	3.3	нет
Hf	38	0	155	45	11	20	119	4.9	1.3	нет
Ta	30	0	237	54	17	3	182	7.0	6.8	нет
W	477	4	3830	946	277	50	198	7.3	6.8	нет

Примечание. 1 – количество измерений 63.

Установлены тесные (высокие) прямые корреляционные связи по шкале Чеддока (коэффициент ранговой корреляции Спирмена > 0.7, табл. 3):

Sc – с Fe;
Nb –с Zr;
Hf – с Ta.

Таблица 3. Корреляционные связи (по коэффициенту ранговой корреляции Спирмена) элементов-примесей в кристаллах касситерита месторождения олово-грейзенового типа

Table 3. Elements-impurity correlation relationships (by Spearman’s rank correlation coefficient) in cassiterite crystals of the tin-greisen type deposit

Элемент	Sc	Ti	V	Fe	Zr	Nb	Hf	Ta	W
Sc	1.00	0.54	0.35	0.83	0.58	0.24	0.45	0.43	-0.20
Ti	0.54	1.00	0.24	0.52	0.52	0.39	0.18	0.25	-0.10
V	0.35	0.24	1.00	0.06	-0.23	-0.26	0.00	-0.14	-0.22
Fe	0.83	0.52	0.06	1.00	0.59	0.20	0.28	0.35	-0.26
Zr	0.58	0.52	-0.23	0.59	1.00	0.74	0.49	0.49	0.20
Nb	0.24	0.39	-0.26	0.20	0.74	1.00	0.43	0.45	0.64
Hf	0.45	0.18	0.00	0.28	0.49	0.43	1.00	0.81	0.39
Ta	0.43	0.25	-0.14	0.35	0.49	0.45	0.81	1.00	0.30
W	-0.20	-0.10	-0.22	-0.26	0.20	0.64	0.39	0.30	1.00

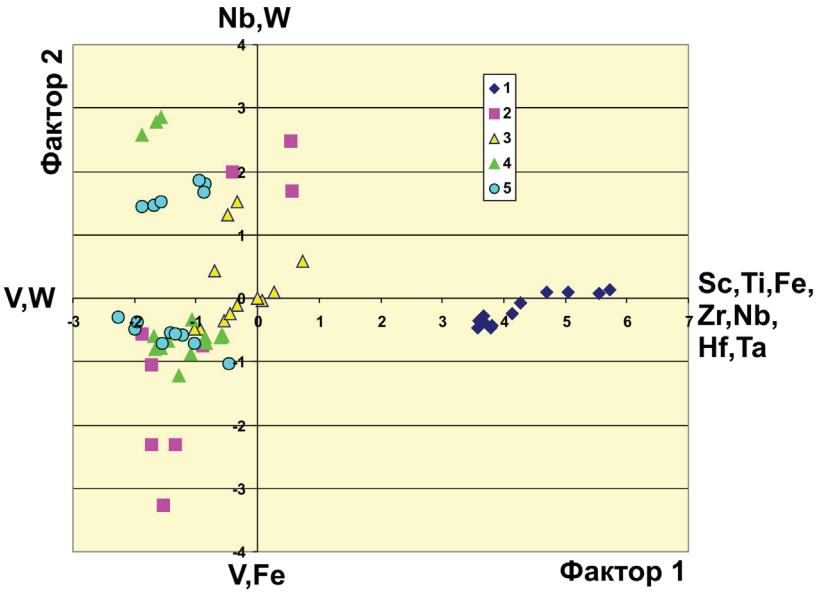
Примечание. 1 – критическое значение 0.25

Цель нашего исследования заключалась в выявлении основных источников изменчивости наблюденных величин (элементов-примесей). Поэтому авторами проведен факторный анализ имеющихся данных по методу главных компонент (МГК). Он правомерен для данных, не имеющих нормальное распределение, поскольку в исходной формулировке метода ставится задача об аппроксимации конечного множества данных и их распределение не является ключевым моментом, так как для выводов не используются параметры распределения (Jolliffe, 2002).

Факторный анализ позволяет преобразовать некоторый набор коррелированных признаков (содержаний элементов), характеризующих изучаемое явление, в значительно меньшее число уже некоррелированных – агрегированных признаков, являющихся линейной комбинацией первоначальных признаков. Факторный анализ пытается объяснить корреляции наблюденных величин (x_1,..., x_m) и найти небольшое число существенных факторов, содержащих всю существенную информацию о линейных связях между результатами наблюдения (элементами).

Для выявления взаимосвязей между значениями элементов-примесей использовался факторный анализ корреляционной матрицы по методу главных компонент (МГК) (Девис, 1977), который позволил получить основные факторы, описывающие изменчивость выборки. При этом факторные нагрузки характеризуют корреляционную связь элемента с полученным фактором.

В один фактор объединяются сильно коррелирующие между собой переменные. В нашем случае получено 2 фактора, описывающих суммарно 71 % изменчивости. Факторный анализ позволил провести визуализацию исходных данных – представить структуру данных в двумерном пространстве. На рис. 1 четко видно, что месторождение Тигриное (1) существенно отличается от остальных. Для него характерны более высокие значения Sc, Ti, Fe, Zr, Nb, Hf, Ta, концентрирующиеся в правой части рисунка, и низкие V, W.



	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Фактор 1 (54.8%)	Sc	Ti	V	Fe	Zr	Nb	Hf	Ta	W
	0.95	0.70	-0.21	0.87	0.86	0.57	0.89	0.91	-0.24

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Фактор 2 (16.3%)	Sc	Ti	V	Fe	Zr	Nb	Hf	Ta	W
	-0.09	-0.04	-0.54	-0.29	0.20	0.61	-0.07	-0.01	0.81

Рис. 1. Положение кристаллов касситерита месторождений грейзенового промышленного типа в пространстве факторов 1 и 2. Месторождениея: 1 – Тигриное (12); 2 – Циновец (9); 3 – Крупка (12); 4 – Правоурминское 1 (15); 5 – Правоурминское 2 (15). В скобках указано число измерений в выборке.

Fig. 1. Position of cassiterite crystals of industrial greisen deposits in the space of factors 1 and 2. Deposits: 1 – Tigrinoe (12); 2 – Tsinovets (9); 3 – Krupka (12); 4 – Pravourminskoe 1 (15); 5 – Pravourminskoe 2 (15). The number of measurements in the sample is given in brackets

Факторы, определяющие прозрачность и цвет кристаллов касситерита, были изучены в работе (Петроченков, 2019). В настоящей работе проведена оценка влияния элементов-примесей на эти характеристики.

Содержание элементов-примесей в кристаллах касситерита различной прозрачности

В непрозрачных зонах сумма элементов-примесей в 2 раза выше, чем в прозрачных, что может свидетельствовать о их влиянии на прозрачность касситерита (табл. 4). Содержания Ti высокие, но отличаются в 1.2 раза. Содержания Fe, Zr, Nb невысокие и в непрозрачных зонах они выше в 1.5, 1.6 и 6.0 раз соответственно. Содержания V, Ta, U низкие, что ограничивает их влияние на прозрачность кристаллов. При этом содержания V в 3 раза выше в прозрачных зонах. Содержание W высокие и в 33 раза выше в непрозрачных зонах, что может свидетельствовать о его ведущей роли, наряду с другими элементами (Ti, Fe, Zr, Nb). Определяющее влияние W на прозрачность касситерита характерно и для других типов месторождений олова (Чижова, Петроченков, 2024).

Таблица 4. Содержания элементов-примесей в кристаллах касситерита различной прозрачности месторождений олово-грейзенового типа
Table 4. Elements-impurity contents in cassiterite crystals of different transparency from tin-greisen type deposits

Содержание элемента, мг/кг							
Ti	V	Fe	Zr	Nb	Ta	W	U
Непрозрачные (9)[1]							
614-2313 1160	0-93 21	44-1097 506	111-271 203	150-618 278	0-211 63	53-3703 1071	2-41 14
Прозрачные (12)							
444-1530 931	1-378 70	105-585 327	74-197 124	4-184 45	1-16 5	10-54 32	1-24 6

Примечание. 1 – количество точек наблюдения.

Содержание элементов-примесей в разноокрашенных кристаллах касситерита

В кристаллах касситерита месторождений олово-грейзенового типа изучены зоны: чёрные и коричневые непрозрачные, серые и оранжевые прозрачные. Распределение элементов в чёрных непрозрачных и серых прозрачных зонах аналогично их распределению в непрозрачных и прозрачных зонах (табл. 4, 5). При этом содержание Fe в серых зонах выше в 2.5 раза, чем в чёрных, W наоборот в 54.8 раза выше в чёрных при высоких значениях (1864 мг/кг). Содержания Ti, Zr при высоких значениях близки. Содержания Nb в 8.5 раз выше в чёрных зонах, а V наоборот в 3.4 раза выше в серых, при невысоких и низких значениях (табл. 5). Содержания Ta и U низкие и очень низкие, но в чёрных зонах выше в 2 и 3.8 раза соответственно. Отсюда следует, что насыщенность серого цвета определяется преимущественно содержанием W, определённое влияние могут оказывать Nb, Ta, U.

В коричневых непрозрачных зонах по отношению к чёрным возрастает в 8 раз содержание Fe, при относительно высоком значении (986 мг/кг). Также возрастают содержания Ti (в 1.8 раза), Zr (в 1.6 раза), Ta (в 13 раз). Резко снижаются содержания W (в 24 раза), U (в 11 раз); Содержания Vи Nb остаются близкими (табл. 5). При этом содержания Ti – высокие; Zr, NbиTa – невысокие; V, WиU низкие и очень низкие.

В оранжевой зоне остаются высокие содержания Ti, Fe; снижаются содержания V, Zr, Nb, U и особенно Ta и W по сравнению с коричневыми зонами, что приводит к её прозрачности. Можно предположить, что ведущая роль красных оттенков в касситерите принадлежит Fe (Петроченков, 2019). Другие элементы Ti, Zr, Nb, Ta, U и особенно W оказывают влияние на насыщенность серого цвета, наложение которого на красный приводит к коричневому.

Таблица 5. Содержания элементов-примесей в разноокрашенных кристаллах касситерита месторождений олово-грейзенового типа
Table 5. Elements-impurity contents in differently colored cassiterite crystals from tin-greisen type deposits

Содержание элемента, мг/кг							
Ti	V	Fe	Zr	Nb	Ta	W	U
Чёрные, непрозрачные (5)[1]							
614-1190 863	0-93 22	44-235 122	111-226 159	150-618 279	0-26 10	60-3703 1864	3-41 23
Серые, прозрачные (11)							
444-1163 876	1-378 75	105-585 311	74-197 119	4-176 33	0-16 5	11-54 34	1-24 6
Коричневые, непрозрачные (4)							
726-2313 1532	10-27 18	920-1097 986	236-271 258	170-400 276	100-211 130	53-140 79	2-3 2
Оранжевые, прозрачные (1)							
1530	11	501	181	184	2	12	1

Примечание. 1 – количество точек наблюдения.

Заключение

1. В касситерите месторождений олово-грейзенового типа установлены элементы-примеси, содержания которых существенно различаются в различных кристаллах. Характерными элементами являются Sc, Ti, V, Fe, Zr, Nb, Hf, Ta, W.
2. Установлены корреляционные связи элементов, которые могут существенно отличаться в кристаллах различных месторождений.
3. Прозрачность кристаллов определяется преимущественно W, при высоких содержаниях заметную роль оказывают Fe, Nb, Ta.
4. Черный цвет определяется W, а красный Fe.
5. Дальнейшая работа будет связана с изучением кристаллов в месторождениях олова других геолого-промышленных типов.
6. Особое внимание будет уделено изучению особенностей распределения элементов-примесей в кристаллах различной цветности и прозрачности.

Литература

7. Геология оловорудных месторождений СССР : В 2 т. / Гл. ред. С. Ф. Лугов; ВНИИ минер. сырья. Оловорудные месторождения СССР. Кн. 1. М. Изд-во: Недра. 1986. 249 с.
8. Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации / Ред. Е. И. Петрова. М. Изд-во: Роснедра. 2021. 586 с.
9. Девис Дж. Статистика и анализ геологических данных: пер. с англ. / пер. Д. А. Родионов. М. Изд-во: Мир, 1977. 576 с.
10. Макеев Б. В., Политов В. К. Оловорудные месторождения зарубежных стран. М. Изд-во: ВИНИТИ. Серия: Рудные месторождения. 1991. Т. 23. 192 с.
11. Петроченков Д. А. Коллекционные и ювелирные касситериты. М. Изд-во: Горная книга. 2019 280 с.
12. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. М. Изд-во: Недра, 1965. 120 с.
13. Чижова И. А., Петроченков Д. А. Особенности распределения элементов-примесей в ювелирных кристаллах касситерита месторождений редкометалльных пегматитов // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле: материалы XXV международной конференции. М. Изд-во: ИГЕМ РАН, 2024. С. 287–290. ISBN 978-5-88918-075-3 / ISSN 2686-8938.
14. I. T. Jolliffe Principal Component Analysis, Second Edition. Springer Series in Statictics. Springer, 2002. ISBN 0-387-95442-2.

Древнейшие породы фундамента и внеземное вещество Центрально-Кольского и Мурманского мегаблоков (С-В части Фенноскандинавского щита, Арктический регион): новые U-Pb и LA-ICP-MS данные

Баянова Т. Б. [1], Дрогобужская С. В. [3], Кунаккузин Е. Л. [1], Стешенко Е. Н. [1], Докукина К. А. [2], Huber M. A. [4], Данилина В. Г. [5], Данилин К. П. [5], Елизаров Д. В. [1]

[1] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, t.bayanova@ksc.ru

[2] Геологический институт Российской академии наук, Москва, ksdokukina@gmail.com

[3] Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И. В. Тананаева КНЦ РАН, Апатиты, s.drogobuzhskaia@ksc.ru

[4] Marie Curie-Skłodowska University, Lublin, grossular107umcs@gmail.com

[5] Федеральный исследовательский центр «Кольский научный центр РАН» , Апатиты, k.danilin@ksc.ru

Аннотация. Статья посвящена новым изотопным (U-Pb, SHRIMP, ICP-MS, Sm-Nd, Rb-Sr) и геохмическим (Isr, εNd, TDM, REE, Ir) данным для континентальной коры эоархей-палеоархейского возраста Центрально-Кольского и Мурманского мегаблоков, расположенных в С-В части Фенноскандинавского щита, Арктический регион. На основе большого банка изотопно-геохимических данных для серых гнейсов, ТТГ и амфиболитов были выделены интервалы формирования пород фундамента в 3.4 и 2.9 млрд лет и изучены ICP-MS методами концентрации Ir индикатора вклада внеземного вещества (метеоритов) для пород двух мегаблоков.

Ключевые слова: U-Pb, LA-ICP-MS, SHRIMP, Ir аномалия, породы фундамента, Арктика, Фенноскандинавский щит.

The oldest rock types of the foundation and extraterrestrial material of the Central-Kola and Murmansk megablocks (northwestern part of the Fennoscandian Shield of the Arctic region): new U-Pb and LA-ICP-MS data

Bayanova T. B. [1], Drogobuzhskaya S. V. [3], Kunakkuzin E. L. [1], Steshenko E. N. [1], Dokukina K. A. [2], Huber M. A. [4], Danilina V. G. [5], Danilin K. P. [5], Elizarov D. V. [1]

[1] Geological Institute, Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity, t.bayanova@ksc.ru

[2] Geological Institute, Russian Academy of Sciences , Moscow, ksdokukina@gmail.com

[3] Tananaev Institute of Chemistry and Technology of Rare Elements and Mineral Raw Materials, Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity, s.drogobuzhskaia@ksc.ru

[4] Marie Curie-Skłodowska University, Lublin, grossular107umcs@gmail.com

[5] Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity, k.danilin@ksc.ru

Abstract. The article is dedicated to new isotopic (U-Pb, SHRIMP, ICP-MS, Sm-Nd, Rb-Sr) and geochemical (Isr, εNd, TDM, REE, Ir) data for the continental crust of Eoarchean-Paleoarchean age in the Central Kola and Murmansk megablocks, located in the northwestern part of the Fennoscandian Arctic Shield. Based on a large database of isotope-geochemical data for gray gneisses, TTG and amphibolites, formation intervals of the basement rocks were identified at 3.4 and 2.9 Ga ago. The ICP-MS method was used to study Ir concentrations as an indicator of extraterrestrial material (meteorite) contribution in rocks from two megablocks.

Keywords: U-Pb, LA-ICP-MS, SHRIMP, Ir anomaly, basement rocks, Arctic, Fennoscandian Shield.

Реликты древнейших пород ТТГ и серых гнейсов хадей-палеоархейского возраста (4.0–3.6 млрд лет) известны на всех континентах мира (Bleeker, 2003; Moyen et al., 2012; Arndt, 2023 и др.).

В пределах С-В части Балтийского или Фенноскандинавского щита Арктического региона геологическое изучение, а также U-Pb и SHRIMP датирование циркона из серых гнейсов было

Таблица 1. Геохронологические данные для архейских пород северо-восточной части Фенноскандинавского щита
Table 1. Geochronological data for Archean rocks of the northeastern part of the Fennoscandian Shield

Местоположение	Порода	Метод	Возраст, млн лет	Ссылка
Выг-ручей, Водлозерский блок	Тоналиты	U-Pb TIMS	3138 ± 63	Лобач-Жученко и др., 1993
	Лейкосомы трондьемитовых мигматитов		3210 ± 12	
Лай-ручей, Водлозерский блок	Тоналиты		3166 ± 14	
Водлозерский блок	Гнейсы		3151 ± 18	
	Тоналиты	SHRIMP II	2850 ± 74	Чекулаев и др., 2013
			2767 ± 23	
	Гнейсы		2967 ± 7	
	Гнейсы		3240 ± 14	Сергеев и др., 2007
	Гнейсы		3153 ± 5.4	
	Тоналитовые гнейсы		3236 ± 17	
Центрально-Колский блок, район	Гранат-биотитовые гнейсы	SHRIMP II	2909 ± 9 – 2732 ± 13	Мыскова и др., 2015
	Силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы		2860 ± 10 – 2636 ± 9	
	Силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы		3202 ± 7	
	Силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы		3341 ± 10	
	Силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы		3461 ± 5	
Воче-Ламбина, Центрально-Кольский блок	Тоналитовые гнейсы	U-Pb TIMS	3158.2 ± 8.2	Морозова и др., 2012

начато в прошлом веке – Е. Бибиковой, С. Лобач-Жученко, С. Сергеевым, В. Глебовицким, Ф. Митрофановым и многими другими, суммированные результаты изложены в большой книге (Van Kranendonk et al., 2019) и представлены в табл. 1.

В 2012 г. были начаты полевые работы в Центрально-Кольском и в 2017 г. в Мурманском мегаблоках. Изученные объекты представлены на рис. 1.

Изучение серых гнейсов Центрально-Кольского мегаблока было инициировано академиком РАН Митрофановым Ф. П. в 2012 г. в связи со строительством новых дорожных развязок в районе г. Мурманска и появлением новых обнажений – дорожных выемок. Около памятника «Защитникам Советского Заполярья в годы Великой Отечественной войны» (г. Мурманск) была отобрана большая представительная проба высокоглинозёмистых серых гнейсов для U-Pb изучения по акцессорным минералам времени процессов магматизма и метаморфизма пород фундамента. На изотопное U-Pb датирование были вручную отобраны единичные зёрна цирконов (рис. 2 а), к которым была применена методика дробления зерен, изотопные результаты представлены в (рис. 2 б, табл. 2). U-Pb методом по единичным цирконам измерен возраст 2775 ± 15 млн лет, СКВО = 1.5, который интерпретируется как время регионального метаморфизма амфиболитовой фации (высокие концентрации U и Pb). Координаты одной точки на U-Pb диаграмме с конкордией отражает возраст в 3.16 млрд лет – который интерпретируется как время формирования изверженного протолита серых гнейсов.

Цирконы, в которых были обнаружены реликтовые ядерные части были продатированы SHRIMP-II методом (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) в центре изотопных исследований (рис. 2 б, табл. 3).

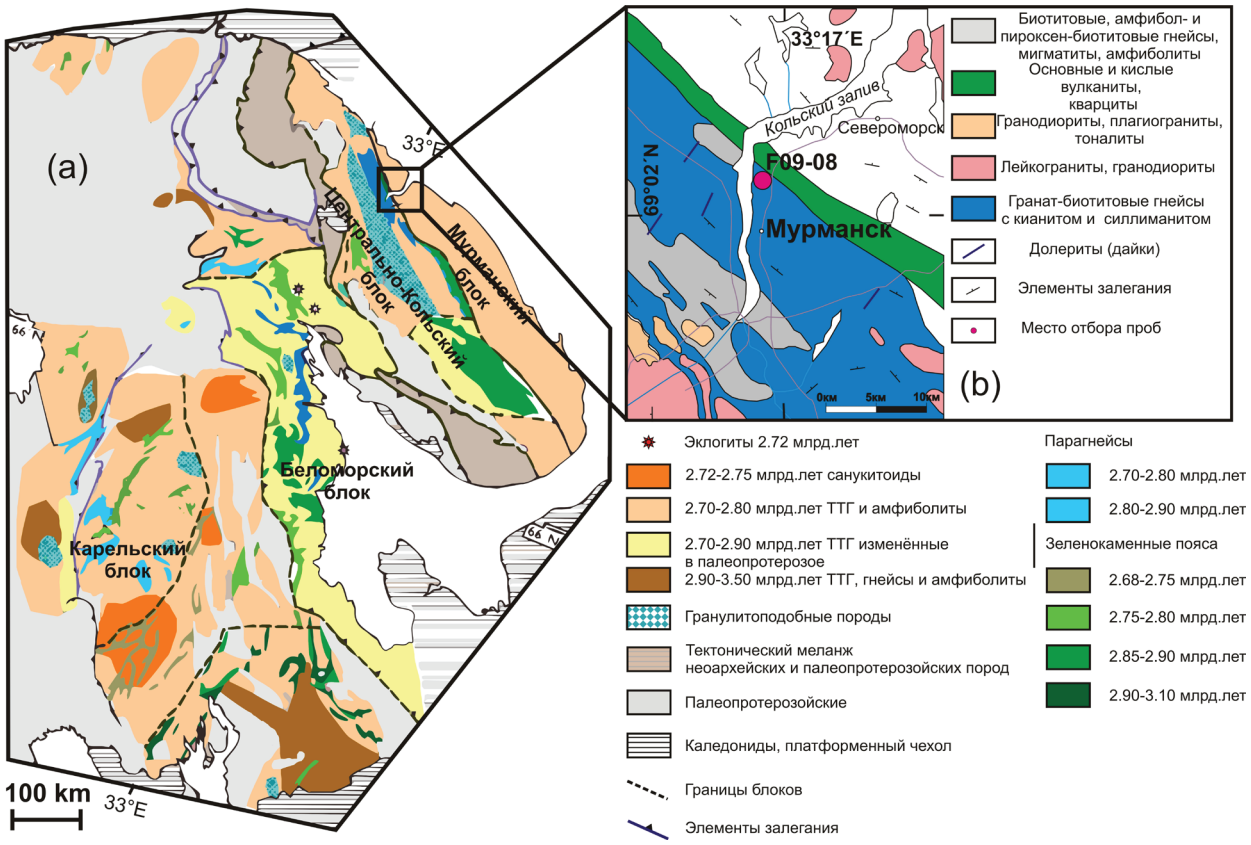


Рис. 1. Обобщенная геологическая карта архея Фенноскандии (а) по данным (Holtta et al., 2012) и схематическая геологическая карта района г. Мурманск (б)

Fig. 1. Generalized geological map of the Archean of Fennoscandia (a) based on data from (Holtta et al., 2012) and a schematic geological map of the Murmansk area (b)

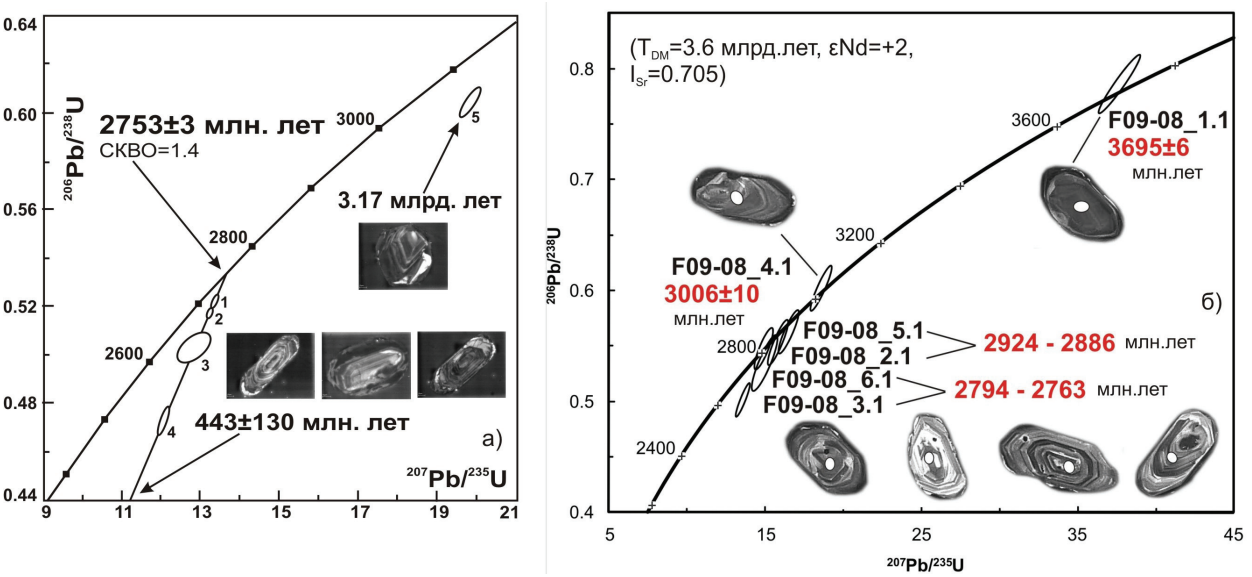


Рис. 2. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для цирконов из гнейсов Центрально-Кольского блока (а) ID TIMS данные; (б) SHRIMP данные

Fig. 2. Isotope U-Pb concordia diagrams for gneisses of the Central Kola Block (a) ID TIMS data and (b) SHRIMP data

Таблица 2. Изотопные U-Pb данные для циркона из гнейсов Центрально-Кольского блока (проба F-09-08)
Table 2. U-Pb isotopic data for zircon from the gneisses of the Central Kola Block (sample F-09-08)

Проба №	Навеска мг	Содержание, ppm		Изотопный состав свинца [1]			Изотопные отношения и возраст млн лет [2]			Rho
		Pb	U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{207}Pb$	$^{206}Pb/^{208}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	
1	0.10	570.5	853.5	377.3	4.4960	4.6981	13.6639	0.520509	2746	0.90
2	0.40	73.4	122.4	1569.7	5.0300	7.3525	13.6052	0.517448	2752	0.96
3	0.20	105.6	62.5	39.4	2.0155	0.9683	13.1366	0.502440	2739	0.59
4	0.20	30.9	55.2	898.6	4.9505	6.5013	12.2840	0.472568	2729	0.95
5	0.20	139.6	170.5	1115.2	3.8733	3.3616	20.6889	0.604176	3174	0.97

Примечание. [1] Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию 0.12 ± 0.04 %.
[2] Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели Стейси и Крамерса (Stacey, Kramers, 1975).
Методика U-Pb изотопного датирования акцессорных минералов приведена в работе (Баянова, 2004).

Таблица 3. Изотопные SHRIMP данные для циркона из гнейсов Центрально-Кольского блока (проба F-09-08) (данные ВСЕГЕИ, аналитик Ларионов А.)
Table 3. Isotopic SHRIMP data for zircon from the gneisses of the Central Kola Block (sample F-09-08) (data from VSEGEI, analyst Larionov A.)

Точка	% $^{206}Pb_c$	ppm U	ppm Th	ppm $^{206}Pb^*$	$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	(1) $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ Age		(1) $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ Age		% Discordant	(1) $\frac{^{238}U}{^{206}Pb^*}$	± %	(1) $\frac{^{207}Pb^*}{^{206}Pb^*}$	±%	(1) $\frac{^{207}Pb^*}{^{235}U}$	± %	(1) $\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U}$	± %	err corr
F09-08_6.1	--	232	298	100.0	1.32	2622	± 27	2794	± 9	+8	1.99	1.2	0.1961	0.52	13.6	1.3	0.502	1.2	0.92
F09-08_7.1	0.05	141	91	66.3	0.67	2815	± 32	2803	± 14	-1	1.83	1.4	0.1971	0.85	14.9	1.7	0.548	1.4	0.86
F09-08_3.1	0.06	44	34	20.4	0.80	2763	± 43	2850	± 18	+4	1.87	1.9	0.2029	1.10	15.0	2.2	0.535	1.9	0.87
F09-08_2.1	--	126	100	60.0	0.82	2839	± 35	2886	± 13	+2	1.81	1.5	0.2075	0.78	15.8	1.7	0.553	1.5	0.89
F09-08_5.1	--	125	157	60.6	1.30	2878	± 33	2924	± 12	+2	1.78	1.4	0.2125	0.71	16.5	1.6	0.563	1.4	0.89
F09-08_4.1	--	135	119	69.8	0.91	3039	± 34	3006	± 10	-1	1.66	1.4	0.2235	0.60	18.6	1.5	0.602	1.4	0.92
F09-08_1.1	0.04	281	108	189.5	0.40	3740	± 39	3695	± 6	-2	1.27	1.4	0.3473	0.39	37.7	1.4	0.786	1.4	0.96

Примечание. Методика SHRIMP-II исследований представлена в работе (Larionov et al., 2004).

Изотопные данные по циркону (SHRIMP-II) отразили эоархейский возраст равный 3.7 млрд лет для ядерных зон циркона, выделенного из серых гнейсов Центрально-Кольского мегаблока (рис. 2 a, табл. 3). В пределах Фенноскандинавского щита на территории Финляндии в ядрах циркона, выделенного из ТТГ гнейсов гранулитовой фации метаморфизма (гнейсы Siurua) был получен возраст 3.73 млрд лет (Nordsim). Все суммированные возрастные изотопные SHRIMP (рис. 3 a) и Sm-Nd данные для пород Финляндии (рис. 3 b) были опубликованы в работах (Hölttä, 2012; Huhma, 2016).

Изотопные (Sm-Nd и Rb-Sr) и геохимические (REE, ЭПГ, Ag, Au, Cu и Ni) данные для внеземного вещества

Породы с признаками внеземных (импактных) событий впервые были обнаружены в пределах Центрально-Кольского мегаблока массива Ярва-Варака (в Мончегорском рудном узле), где были изучены гранофировые породы и продатированы U-Pb методом цирконы с импактным событием в 2.5 млрд лет (Nerovich et al., 2023). Комплексное изучение пород фундамента было осно-

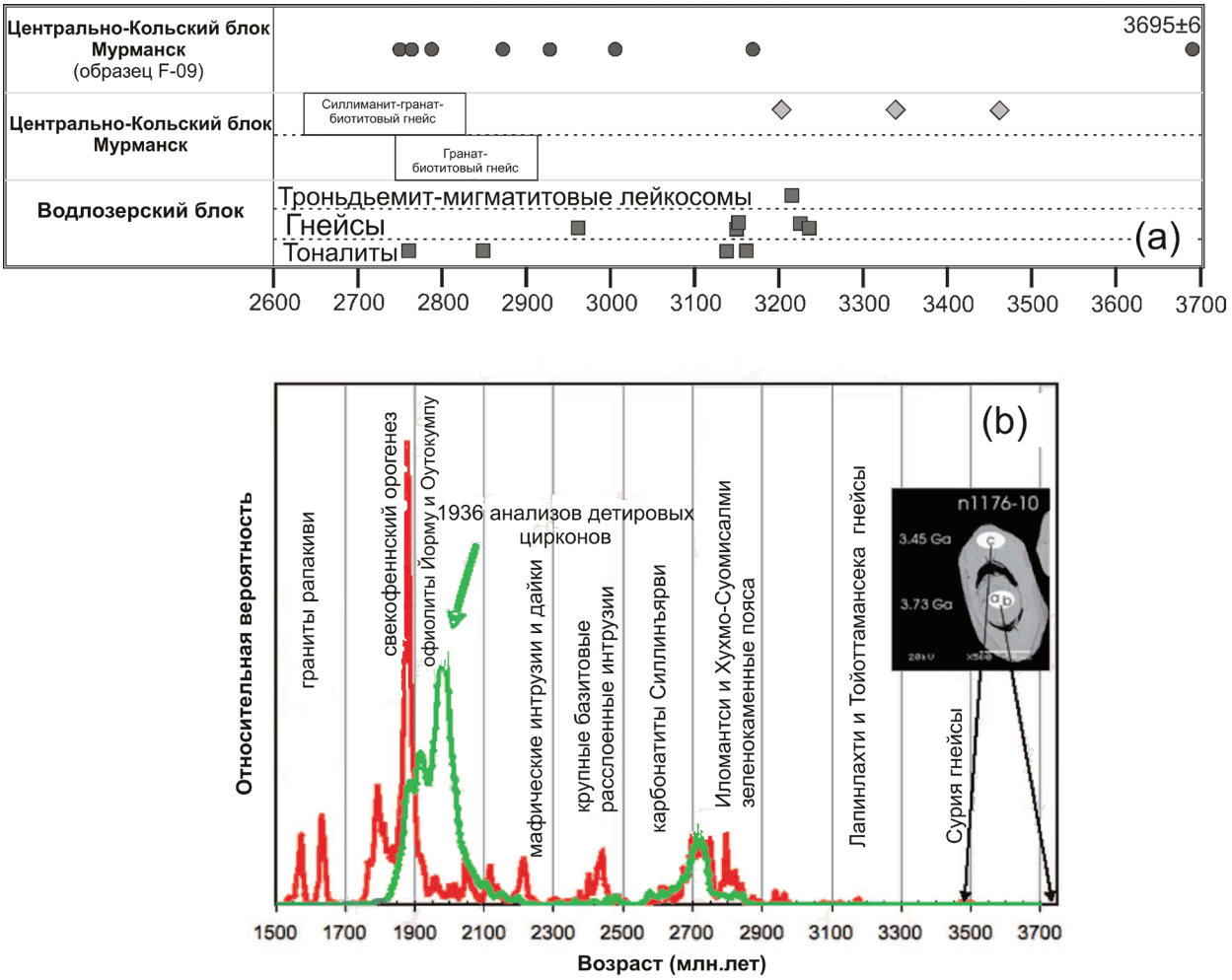


Рис. 3. Суммированные возрастные изотопные данные для пород С-В части Фенноскандинавского щита (a) и Sm-Nd данные для интрузий (b) Финляндии (990 образцов, 740 опубликовано)

Fig. 3. Summed age isotopic data for rocks of the N-E part of the Fennoscandian Shield (a) and Sm-Nd data for intrusions (b) in Finland (990 samples, 740 published)

вано на прецизионном U-Pb датировании единичных зерен цирконов и их ядерных частей методами SHRIMP и Nordsim, а также Sm-Nd и Rb-Sr изотопном исследовании пород. Результаты изотопно-геохимических исследований приведены табл. 4 и 5.

Таблица 4. Изотопно-геохимические Sm-Nd данные для пород Центрально-Кольского и Мурманского мегаблоков

Table 4. Isotope-geochemical Sm-Nd data for rocks of the Central Kola and Murmansk megablocks

№	Номера проб	Порода	Концентрации, мкг/г		Изотопные отношения		±2s	T, млн лет	$\varepsilon_{Nd}(T)$	T_{DM}, млн лет
			Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$				
Центрально-Кольский мегаблок										
Плагиограниты и тоналиты										
1	MSK-11/1	Гранит с сульфидной минерализацией	1.442	7.946	0.1096	0.511063	14	2.81	0.80	3039
2	MSK-34/1	Q-ПШ-Bt порода с сульфидами	3.079	16.41	0.1134	0.510921	8	2.81	-3.38	3366
3	MSK-35/1	Q-ПШ порода с сульфидами	0.754	4.113	0.1108	0.510818	13	2.81	-4.46	3431
4	MSK-38/2	Мигматит с сульфидами	3.609	19.13	0.1140	0.511103	10	2.81	-0.02	3112
5	MSK-53/2	Тоналит	4.223	30.73	0.0831	0.510616	9	2.81	1.67	2942

Продолжение таблицы 4

№	Номера проб	Порода	Концентрации, мкг/г		Изотопные отношения		±2s	T, млн лет	$\varepsilon_{Nd}(T)$	T_{DM}, млн лет
			Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$				
Гнейсы и амфиболиты										
6	MSK-7/1	Гранат-биотитовый гнейс	2.178	12.827	0.1026	0.510908	7	2.81	0.30	3059
7	MSK-8/1	Биотитовый гнейс с гранатом и сульфидной минерализацией	2.204	13.048	0.1017	0.510849	4	2.81	-0.53	3114
8	MSK-13/1	Гранат-ставролит-биотитовый гнейс с кианитом	2.736	12.328	0.1041	0.510887	10	2.81	-0.66	3129
9	MSK-14/1	Гранат-биотитовый гнейс	2.002	16.454	0.1235	0.511305	19	2.81	0.48	3101
10	MSK-17/1	Биотитовый гнейс с гранатом	2.698	13.583	0.1132	0.510975	21	2.81	-2.25	3279
11	MSK-19/2	Гранат-биотит-ставролитовый гнейс	3.913	21.892	0.1080	0.511036	5	2.81	0.85	3032
12	MSK-24/1	Биотит-пироксеновый гнейс	7.532	41.578	0.1095	0.511047	10	2.81	0.52	3060
13	MSK-26/1	Метагабброиды	3.880	25.336	0.0926	0.510812	12	2.81	2.06	2928
14	MSK-26/3	Метагабброиды	3.465	19.384	0.1080	0.510835	10	2.81	-3.10	3317
15	MSK-27	Гранат-биотитовый гнейс	2.669	14.928	0.1081	0.5109	15	2.81	-1.86	3228
16	MSK-34/2	Гранат-биотитовый гнейс	2.012	11.822	0.1029	0.51087	10	2.81	-0.56	3119
17	MSK-37/1	Гранат-биотитовый гнейс с сульфидами	4.081	23.134	0.1066	0.510804	4	2.81	-3.20	3318
18	MSK-39/1	Амфибол-биотитовый гнейс (метагабброид)	4.456	26.961	0.0999	0.510868	12	2.81	0.50	3040
19	MSK-40/2	Двуслюдяной гнейс	3.419	20.663	0.1000	0.510901	5	2.81	1.11	2999
20	MSK-41/1	Биотит-пироксеновый гнейс	2.998	6.847	0.1447	0.511694	10	2.81	0.40	3200
21	MSK-42/1	Двуслюдяные гнейсы с прослоями плагиогранитов с сульфидами	4.194	15.231	0.1065	0.511034	9	2.81	1.35	2993
22	MSK-51/1	Биотит-амфиболовый гнейс	10.727	48.912	0.1325	0.511473	9	2.81	0.51	3131
Интенсивно измененные породы										
23	MSK-7/2	Амфиболит с сульфидной минерализацией	5.152	23.851	0.1015	0.510858	16	2.50	-4.14	3096
24	MSK-37/2	Тальк-хлорит-биотитовые сланцы	1.672	7.585	0.1333	0.511414	9	2.20	-5.99	3272
25	MSK-37/3	Тальк-хлорит-биотитовые сланцы с сульфидами	3.086	16.568	0.1126	0.511122	11	2.20	-5.83	3041
26	MSK-36/2	Биотит-мусковитовый гнейс интенсивно рассланцованный	2.757	14.821	0.1124	0.510997	20	2.20	-8.23	3220
Нестратифицированный комплекс										
27	MSK-53/1	Амфибол-биотитовый гнейс	17.682	88.36	0.1209	0.511170	4	2.81	-1.22	3233
28	MSK-53/4	Амфибол-биотитовый гнейс	8.184	45.059	0.1197	0.511181	10	2.81	-0.57	3175
29	MSK-53/6	Амфибол-биотитовый гнейс	8.72	45.948	0.1147	0.511174	23	2.81	1.12	3026
30	MSK-53/7	Амфиболит	13.054	76.153	0.1136	0.510914	9	2.81	-3.59	3383
31	MSK-53/8	Амфиболит	22.426	70.772	0.1215	0.511076	9	2.81	-3.29	3407
32	MSK-53/8	Амфиболит	22.426	70.772	0.1215	0.511076	9	2.81	-3.29	3407
Мурманский мегаблок, Териберка										
33	MSK-28	Гранодиоритогнейс	2.846	10.49	0.1039	0.510817	18	2.81	-1.96	3219
34	MSK-30/2	Гранодиоритогнейс	4.967	23.837	0.1260	0.511337	10	2.81	0.20	3134
35	MSK-31	Плагиогранит с ксенолитами	12.555	26.823	0.1829	0.512490	12	2.81	2.12	3257
36	MSK-50	Плагиогранит	4.654	31.476	0.0893	0.510666	14	2.81	0.39	3027

Примечание. Методика изотопных Sm-Nd измерений представлена в работе (Екимова и др., 2011).

Таблица 5. Изотопно-геохимические Rb–Sr данные для пород Центрально-Кольского и Мурманского мегаблоков
Table 5. Isotope-geochemical Rb–Sr data for rocks of the Central Kola and Murmansk megablocks

Номера проб	Порода	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения			T, млн. лет	ISr(T)	εSr(T)
		Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	± 2σ			
MSK-53/1	Гнейс	54.64	1332.4	0.115702	0.70849	0.00018	2.7	0.70397	39.4
MSK-51/1	Гнейс	166.84	1462.2	0.321921	0.71893	0.00014	2.7	0.70635	73.4
MSK-53/6	Гнейс	105.22	1025.9	0.289373	0.71489	0.00015	2.7	0.70358	33.89
MSK-53/8	Амфиболит	20.58	235.8	0.246244	0.70781	0.00017	2.7	0.69819	-43.03
MSK-87	Амфиболит	31.01	228.3	0.321921	0.70981	0.00023	2.7	0.69723	-56.69
MSK-53/7	Амфиболит	176.05	1445.2	0.343695	0.71919	0.00039	2.7	0.70576	64.94
MSK-51/4a	Амфиболит	135.59	1100.6	0.347586	0.71687	0.00017	2.7	0.70328	29.7
MSK-7/2	Амфиболит	23.18	133.9	0.488315	0.71776	0.00019	2.7	0.69867	-36.1
MSK-11/5a	Эндербит	80.75	390.8	0.582979	0.72453	0.00024	2.7	0.70174	7.7
MSK-5/5a	Эндербит	134.98	334.0	1.140081	0.73570	0.00017	2.7	0.69814	-143.5
MSK-16/3a	Тоналит	155.49	144.3	3.040401	0.78188	0.00026	2.7	0.69805	-544.2

Примечание. Методика изотопных Rb-Sr измерений представлена в работе (Баянова, 2004).

Изотопные ICP-MS данные

Изучение Ir аномалии для пород Центрально-Кольского мегаблока – амфиболитов, эндербитов, серых гнейсов и тоналитов было начато в 2017 году после изучения статей и книг (Triatise on Geochemistry, 2003; Glikson et al., 2010, 2014; Kranendonk et al., 2019 и др.), посвященных формированию пород и метеоритным бомбардировкам на этапах ранней истории Земли, данные о которых суммированы в работах (Schmieder et al., 2020; Koeberl et al., 2024).

В табл. 6 и 7 приведены новые геохимические ICP-MS данные для изученных пород.

Таблица 6. Концентрации основных, редкоземельных и литофильных элементов в породах Центрально-Кольского мегаблока
Table 6. Concentrations of major, rare earth, and lithophile elements in rocks of the Central Kola megablock

Образец	MSK-5/5a	MSK-11/5a	MSK-16/3a	MSK-51/1	MSK-53/6	MSK-53/1	MSK-51/4a	MSK-53/7	MSK-53/8	MSK-87	MSK-51/3a	MSK-7/2
	Эндербиты		Тоналиты	Гнейсы			Амфиболиты					
%												
SiO_2	70.9212	65.25	72.404	45.09	53.75	65.9	65.89	65.04	45.38	65.51	65.7	54.859
Al_2O_3	16.59	14.40	13.50	16.64	16.74	14.13	14.13	14.49	8.02	14.29	14.21	21.29
TiO_2	0.12	0.52	0.32	0.89	0.62	0.51	0.51	0.52	0.51	0.52	0.51	1.01
Fe_2O_3 *	1.70	5.72	3.85	8.34	5.87	5.62	5.62	5.76	11.07	5.68	5.65	10.81
MgO	0.30	2.48	1.36	7.80	5.42	2.43	2.43	2.49	11.03	2.46	2.45	4.41
MgO	0.30	2.48	1.36	7.80	5.42	2.43	2.43	2.49	11.03	2.46	2.45	4.41
CaO	2.12	3.52	1.64	5.91	4.39	3.45	3.46	3.54	10.21	3.49	3.47	0.99
Na_2O	3.96	3.94	3.34	3.20	3.74	3.87	3.87	3.97	1.54	3.91	3.89	1.60
K_2O	3.98	1.57	2.20	3.72	3.63	1.54	1.54	1.58	0.30	1.56	1.55	0.55
P_2O_5	0.0088	0.12	0.026	0.61	0.42	0.12	0.12	0.12	0.91	0.12	0.12	0.071
ppm												

Продолжение таблицы 6

Образец	MSK-5/5a	MSK-11/5a	MSK-16/3a	MSK-51/1	MSK-53/6	MSK-53/1	MSK-51/4a	MSK-53/7	MSK-53/8	MSK-87	MSK-51/3a	MSK-7/2
	Эндербиты		Тоналиты	Гнейсы			Амфиболиты					
%												
La	14.9	36.9	22.8	54.5	53.5	36.2	36.2	37.1	52.2	36.6	36.4	29.7
Ce	24.5	62.4	41.1	116.7	105.9	61.2	61.2	62.8	139.7	61.9	61.6	56.8
Pr	2.62	6.14	4.49	14.2	12.2	6.02	6.02	6.18	19.7	6.09	6.06	6.26
Nd	9.63	21.4	16.7	58.8	48.6	21.0	21.0	21.6	89.3	21.3	21.1	24.3
Sm	2.10	4.52	4.24	16.4	14.2	4.44	4.44	4.55	17.5	4.49	4.46	3.97
Eu	0.79	1.37	0.72	3.35	2.47	1.34	1.34	1.38	3.81	1.36	1.35	0.94
Gd	1.30	2.85	2.56	10.0	7.99	2.80	2.80	2.87	15.5	2.83	2.82	4.35
Tb	0.11	0.25	0.33	1.08	0.82	0.24	0.24	0.25	1.75	0.24	0.24	0.64
Dy	0.52	1.12	1.67	4.51	3.19	1.09	1.10	1.12	6.91	1.11	1.10	3.72
Ho	0.05	0.21	0.25	0.68	0.51	0.20	0.20	0.21	1.12	0.20	0.20	0.73
Er	0.25	0.53	0.74	2.16	1.56	0.52	0.52	0.54	3.21	0.53	0.53	2.10
Tm	0.012	0.043	0.10	0.23	0.16	0.043	0.043	0.044	0.37	0.043	0.043	0.30
Yb	0.084	0.35	0.57	1.56	1.02	0.34	0.34	0.35	2.45	0.35	0.34	2.11
Lu	0.023	0.11	0.089	0.21	0.15	0.10	0.10	0.11	0.34	0.10	0.10	0.33
REE	57.0	138.3	96.5	284.3	252.4	135.7	135.7	139.2	353.7	137.2	136.5	136.4
ppm												
Sc	55.1	55.7	4.64	13.2	5.83	54.6	54.6	56.0	30.2	55.2	54.9	29.2
Y	1.35	4.54	5.65	16.6	12.1	4.45	4.46	4.57	26.0	4.51	4.48	15.6
Zr	76.3	159.8	86.8	191.3	122.7	156.8	156.9	160.9	121.4	158.6	157.7	145.3
Nb	3.77	9.88	3.53	8.03	6.11	9.70	9.70	9.95	2.47	9.81	9.75	3.54
Ba	708.5	374.3	429.2	1447	1638	367.2	367.3	376.7	75.0	371.5	369.4	84.3
Hf	2.25	4.59	2.27	4.42	2.74	4.50	4.50	4.62	3.09	4.55	4.53	4.19
Ta	2.08	1.77	0.33	0.45	0.22	1.74	1.74	1.78	1.15	1.76	1.75	0.52
Th	2.34	13.5	6.34	5.53	6.00	13.3	13.3	13.6	3.45	13.4	13.3	5.65
U	1.84	1.01	2.56	0.64	0.22	0.99	0.99	1.01	1.16	1.00	0.99	0.91

Примечание. * – суммарное железо приведено в форме Fe_2O_3.
Методика измерений методом ICP приведена в работе (Николаев и др., 2016).

Таблица 7. Концентрации ЭПГ, Au, Ag, Cu и Ni в образцах
Table 7. Concentrations of PGE, Au, Ag, Cu, and Ni in the samples

Образец	MSK-5/5a	MSK-11/5a	MSK-16/3a	MSK-51/1	MSK-53/6	MSK-53/1	MSK-51/4a	MSK-53/7	MSK-53/8	MSK-87	MSK-51/3a	MSK-7/2
	Эндербиты		Тоналиты	Гнейсы			Амфиболиты					
ppb												
Ru	0.071	0.069	0.026	0.020	0.034	0.034	0.043	0.026	0.16	0.028	0.045	0.035
Rh	0.280	0.180	0.001	0.013	0.019	0.044	0.093	0.020	0.82	0.009	0.163	0.027
Pd	14.400	17.400	2.240	3.570	4.090	4.440	7.280	4.090	64.90	2.660	10.700	5.660
Ag	0.210	0.250	0.310	0.250	0.220	0.210	0.110	0.160	1.37	0.340	0.380	0.450
Ir	0.120	0.130	0.100	0.110	0.100	0.082	0.090	0.081	0.20	0.059	0.120	0.148
Pt	5.060	6.080	1.650	0.820	1.680	2.930	3.700	1.200	12.60	1.390	2.540	2.040
Au	0.870	1.420	0.340	0.081	0.150	0.290	0.420	0.074	3.69	0.200	1.280	0.320
Ni	8.680	20.900	25.200	108.200	75.600	97.500	124.300	139.600	186.20	150.100	69.900	143.700
Cu	9.600	15.000	24.400	22.300	3.840	1.800	33.400	17.500	42.40	62.500	113.800	426.500

Примечание. Методика изотопных ЭПГ, Au, Ag, Cu и Ni методом ICP-MS приведена в работе (Чащин и др., 2018).

Выводы

В международной геологической литературе известно всего 35 выходов древнейших эоархей-палеоархейских ТТГ пород на всех кратонах мира (Bleeker, 2003). Новые Nordsim и SHRIMP данные по эоархейским цирконам из ТТГ гнейсов для пород фундамента Фенноскандинавского щита – гнейсы Siurua (Финляндия) и на территории г. Мурманск были определены недавно и являются существенным вкладом в мировой банк данных.

Таким образом, проведенное комплексное U-Pb и SHRIMP-II датирование магматических цирконов и их реликтовых ядер отразило два импульса формирования континентальной коры С-В части Фенноскандинавского щита ~ 3.70 и 3.16 млрд лет, что является важным для прогнозирования и изучения потенциала ЭПГ, Cr, Cu-Ni и BIF месторождений (Древнейшие породы СССР, 1984; Mitrofanov et al., 2019; Bayanova et al, 2022; Кольская платинометалльная провинция, 2023). Изотопно-геохимические Sm-Nd данные (модельный Sm-Nd возраст T_{DM}) для пород фундамента двух мегаблоков отразили интервалы формирования протолитов исходных пород от 3.4 до 2.9 млрд лет (табл. 4). Первичное значение Isr для гнейсов, амфиболитов, эндербитов и тоналитов двух мегаблоков, рассчитанных на время метаморфизма в 2.7 млрд лет отразило мантийные значения для протолитов исходных пород, вероятно близких по природе с псевдотахилитами на Анабарском щите (Глуховский и др., 2009).

Изучение методами ICP-MS концентраций ЭПГ, Ag, Au, Ni и Cu пород фундамента двух мегаблоков С-В части Фенноскандинавского щита впервые подтвердило вклад внеземного вещества на ранних этапах развития Земли.

Благодарности

Д. Вассербургу за 205 искусственный трассер. Ф. Корфу, У. Поллер, В. Тодту за помощь в постановке U-Pb метода по единичным зернам акцессорных минералов.

Работа выполнена в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № FMEZ-2024-0004 и посвящена светлой памяти академика РАН Митрофанова Ф. П. (1935–2014), который всегда считал, что Балтийский щит является одним из древнейших в Мире.

Литература

1. Баянова Т. Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма / Под ред. акад. Ф. П. Митрофанова. СПб. Изд-во: Наука. 2004. 172 с.
2. Глуховский М. З., Кузьмин М. И., Баженова Г. Н., Баянова Т. Б., Елизаров Д. В., Серов П. А. Sm–Nd и Rb–Sr-возраст и возможная природа пседотахилитов Анабарского щита // Доклады АН. 2009. Т. 425, № 4. С. 513–518.
3. Древнейшие породы СССР / Под ред. Митрофанова Ф. П. и Крыловой М. Д. 1984. Л. Изд-во: Наука. 91 с.
4. Екимова Н. А., Серов П. А., Баянова Т. Б., Елизарова И. Р., академик Митрофанов Ф. П. Распределение РЗЭ в сульфидных минералах и Sm-Nd датирование рудогенеза расслоенных базитовых интрузий // Доклады АН. 2011. Т. 436, № 1. С. 75–78.
5. Митрофанов Ф. П. и др. Кольская платинометалльная провинция. Апатиты. Изд-во: ФИЦ КНЦ РАН. 2023 г. 195 с. https://doi .org /10.37614/978.5.91137.493.8.
6. Морозова Л. Н., Митрофанов Ф. П., Баянова Т. Б., Ветрин В. Р., Серов П. А. Гомологи архейских пород разреза Кольской сверхглубокой скважины в северной части Беломорского подвижного пояса (полигон Воче-Ламбина) // Доклады АН. 2012. Т. 442, № 2. С. 215–218.
7. Мыскова Т. А., Милькевич Р. И., Глебовицкий В. А., Львов П. А., Бережная Н. Г. Новые данные о возрасте (U-Pb, SHRIMP-II) цирконов из глиноземистых гнейсов Кольской серии архея Балтийского щита и проблема их интерпретации // Доклады АН. 2015. Т. 463, № 3. С. 323.
8. Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Глебовицкий В. А., Лобач-Жученко С. Б., Матвеева Л. В., Лепёхина Е. Н. Новые данные о возрасте архейских пород Заонежья (Водлозерский домен Карельского кратона) // Доклады АН. 2013. Т. 451, № 6. С. 670.
9. Чащин В. В., Петров С. В., Дрогобужская С. В. Малосульфидное платино-палладиевое месторождение Лойпишнюн Мончетундровского базитового массива (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60, № 5. С. 472–503.

10. Arndt N. How did the continental crust form: No basalt, no water, no granite // Precambrian Research. 2023. V. 397. P. 107196. https://doi.org/j.precamres.2023.107196.
11. Bayanova T. B., Bazay A. V., Steshenko E. N., Kunakkuzin E. L., Serov P. A., Borisenko E. S., Elizarov D. V. Mesoarchaean banded iron formations of the Fennoscandian Shield: new zirconU-Pb (ID-TIMS and SHRIMP-II) isotope ages of noble metal mineralization and Nd-Sr data on whole rocks // International Geology Review. 2022. P. 1–15. https://doi .org /10.1080/00206814.2022.2153386.
12. Bleeker W. The late Archean record: puzzle in ca. 35 pieces // Lithos. 2003. V. 71. P. 99–134.
13. Glikson A. Y., Vickers J. Asteroid impact connections of crustal evolution // Australian Journal of Earth Sciences. 2010. V. 57. P. 79–95.
14. Glikson A. Y. The Archaean: Geological and Geochemical Windows into the Early Earth. Springer. 2014. V. 238 p.
15. Hanchar E., Hoskin P. Zircon. Reviews in Mineralogy & Geochemistry. Mineralogical Society of America. 2003. V. 53. 500 p.
16. Hölttä P., Heilimo E., Huhma. H., Juopperi H., Kontinen A., Konnunaho H., Lauri L., Mikkola P., Paavola J., Sorjonen-Ward P. Archaean complexes of the Karelia Province in Finland // Geological Survey of Finland. Special Paper. 2012. No. 54. P. 9−20.
17. Huhma H., Manttari I., Peltonen P., Kontinen A., Halkoaho T., Hanski E., Hokkanen T., Hölttä P., Juopperi H., Konnunaho J., Layahe Y., Luukkonen E., Pietikäinen K., Pulkkinen A., Sorjonen-Ward P., Vaasjoki M., Whitehouse M. The age of Archaean greenstone belts in Finland // Geological Survey of Finland, Special. No. 54. 2012. P. 74–175.
18. Koeberl C., Schulz T., Huber M. S. Precambrian impact structures and ejecta on earth: A review // Precambrian Research. 2024. V. 411. P. 107511. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2024.107511.
19. Larionov A. N., Andreichev V. A., Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / (Eds.) D. G. GEE & V. L. PEASE. Geological Society, London, Memoirs. 2004. No. 30. P. 69–74.
20. Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulayev V. P., Sergeev S. A., Levchenkov O. A., Krylov I. N. Archaean rocks from southeastern Karelia (Karelian granite greenstone terrain) // Precambrian Research. 1993. V. 62. P. 375–397.
21. Moyen J-F, Martin H. Forty years of TTG research // Lithos. 2012. V. 148. P. 312–336.
22. Mitrofanov F. P., Bayanova T. B., Korchagin A. U., Chashchin V. V., Nerovich L. I., Serov P. A., Zhirov D. V., Ludden J. N., Mitrofanov A. F. Origin and exploration of the Kola PGE-bearing province: new constraints from geochronology // Geophysical Monograph Series. 2019. No. 242. P. 3–36.
23. Nerovich L. I., Kaulina T. V., Bayanova T. B., Il'chenko V. L., Gannibal M. A., Kunakkuzin E. L., Bazai A. V., Mudruk S. V., Borisenko E. S., Sosnovskaya M. A. Granophyre Norites and Diorites of the Jarva-Varaka Massif (Monchegorsk Ore Area, Kola Region, Russia): Geology, Petrography, Geochemistry, Geochronology and Origin // Geochemistry International. 2023. P. 1–21. https://doi .org /10.1134/S0016702923060071.
24. Sergeev S. A., Bibikova E. V., Matukov D. I., Lobach-Zhuchenko S. B. Age of the magmatic and metamorphic processes in the Vodlozero complex, Baltic Shield: an ion microprobe (SHRIMP II) U-Th-Pb isotopic study of zircons // Geochemistry International. 2007. V. 45, No. 2. P. 198–205.
25. Schmieder M., Kring D. A. Earth's Impact Events Through Geologic Time: A List of Recommended Ages for Terrestrial Impact Structures and Deposits // Astrobiology. 2020. V. 20, No. 1. P. 91–141. https://doi .org /10.1089/ast.2019.2085.
26. Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26, No. 2. P. 207–221.
27. Treatise on Geochemistry // Elsevier Science. 2003. V. 1–3. 7800 p.
28. Earth's Oldest Rocks / (Eds.) M. J. Van Kranendonk, V. C. Bennett, J. E. Hoffmann. Amsterdam: Elsevier. 2019. 1112 p.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 394–402

Изучение особенностей напряжённого состояния коры в области внедрения крупных интрузий методом численного моделирования

Мягков Д. С.
Институт физики Земли имени О. Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН), Москва, dsm@ifz.ru

Аннотация. В работе рассматривается вопрос об особенностях напряжённо-деформированного состояния Земной коры в области внедрения крупной интрузии. Исследование ведётся методом численного моделирования. Представлена модель интрузии с геометрией типа дайки в плане, протяжённость интрузии составляет 20 км, литостатическое напряжённое состояние задано для глубины 5 км. При формировании игтрузии образуются области горизонтального сжатия вдоль боковых поверхностей дайки и области растяжения близ концевых участков. Показана амплитуда аномалий в давлениях и касательных напряжениях и распределение геодинамических типов напряжённого состояния на различных стадиях развития интрузии.

Ключевые слова: Магматизм, геодинамика, математическое моделирование, дайка, тектонофизика.

The crust stress state features study in the area of introduction of large intrusions by the numerical modeling method

Myagkov D. S.
Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, dsm@ifz.ru

Abstract. The article considers the issue of the peculiarities of the stress-strain state of the Earth's crust in the area of the introduction of a large intrusion. The study is conducted using numerical modeling. A model of an intrusion with a dyke-type geometry in plan is presented, the length of the intrusion is 20 km, the lithostatic stress state is specified for a depth of 5 km. During the formation of the igtrusion, areas of horizontal compression are formed along the lateral surfaces of the dyke and areas of extension near the end sections. The amplitude of anomalies in pressures and tangential stresses and the distribution of geodynamic types of stress state at different stages of intrusion development are shown.

Key words: Magmatism, geodynamics, mathematical modeling, dike, tectonophysics.

Введение

Важнейшей задачей тектонофизики является выявление геодинамических процессов, ответственных за формирование надлитостатических напряжений Земной коры. Важнейшим геодинамическим фактором является тектонический, именно со сменой тектонических режимов связывается возможность активизации или затухания магматических процессов. Однако формирование крупных интрузивных тел приводит к нагрузке на вмещающие породы и само по себе способно сгенерировать напряжения, по уровню сопоставимые с тектоническими. В данном исследовании изучается этот процесс методом прямого численного моделирования. Актуальность изучения нагружения Земной коры интрузивными телами объясняется существованием нерешённых в тектонофизике проблем. Первая связана с тем, что современные тектонофизические реконструкции и сейсмологические данные (о сброшенных напряжениях (Allmann, Shearer, 2009)) показывают превышение на порядок уровня аномальных напряжений в коре эпиплатформенных орогенов (50–100 бар) над напряжениями в зонах субдукции (10–50 бар). Эта закономерность не может быть объяснена тектоническим нагружением удалённых от субдукционных зон областей, следовательно существует иной фактор нагружения, которым может быть магматический. Также существует проблема наличия аномальных напряжений горизонтального сжатия в континентальной коре (Ребецкий и др., 2017). Эти напряжения могут быть связаны с проникновением крупных интрузий, так как при формировании линейно-вытянутых магматических поясов вдоль вертикальной поверхности крупных интрузий необходимо возникнет дополнительное горизонтальное сжатие. С учётом выявленной взаимосвязи магматизма и сейсмичности (Ребецкий, Стефанов, 2022), моделирование воз-

никновения индуцированных магматизмом напряжений направлено также на приложение к проблемам тектонофизики субдукционных зон.

В данном исследовании рассматривается модель крупной одиночной интрузии с геометрией типа дайки (интрузия по магмопроводящему разлому). Целью исследования является изучение уровня аномальных напряжений в области формирования интрузивного тела, в первую очередь – дополнительного горизонтального сжатия, создаваемого боковыми поверхностями дайки. В отличие от моделей, где задача решается в упругой постановке (Gudmundsson, 2006; Maccaferri et al., 2010), текущая модель строится в упрого-пластической, что позволяет корректно описывать напряжённо-деформированное состояния в дальней зоне влияния интрузии (Мягков, 2024).

Методика моделирования и постановка задачи

Для построения численной модели применяется методика Ю. П. Стефанова (2025), которая является адаптированной для геомеханических расчётов методикой Уилкинса (Wilkins, 1972). Модель строится с применением явной конечно-разностной схемы в упруго-пластической постановке. Закон пластичности задаётся по модели Друккера-Прагера-Николаевского (неассоциированный закон пластического течения). Важной особенностью модели является наличие пластической дилатансии. Подробно уравнения методики, а также алгоритм создания модели представлен в (Ребецкий и др., 2018).

Задача считается в двумерной постановке, модель строится в плане. При этом тип напряжённого состояния – плоская деформация. Это позволяет задать нормальное вертикальное напряжение в качестве начального условия и, далее перечитывать его при дилатансионных деформациях. Таким образом, в качестве начальных условий (НУ) можно задать все 3 главных напряжения σ_1, σ_2, σ_3. В представленных ниже отчётов принималась глубина 5 км. Давление магмы в дайке задавалось из расчёта глубины первичного очага – 40 км. Ниже приведена сводная таблица параметров модели и НУ (табл. 1).

Таблица 1. Начальные условия и параметры модели
Table 1. Initial conditions and model parameters

Параметры вмещающих пород					
ρ, г/см^3	v_p, км/с	ν	Y, КБар	α	V_dil
2.67	6.7	0.25	0.1	0.05	0.15
Начальные условия и параметры магмы					
σ_h, МПа	σ_H, МПа	σ_v, МПа	p_m, МПа	ρ_m, г/см^3	
-123	-123	-135	147	2.65	

Начальные напряжения подобраны для усреднённой континентальной коры и глубины 5 км. Уровень литостатического давления равен 127 МПа, нормальные горизонтальные напряжения составляют 123 МПа – 0.91 % от вертикальных (135 МПа), что соответствует допущению о том, что среда находится в закритическом состоянии (за счёт псевдопластичности). Давление магмы равно 147 МПа, $p_m = 1.16\ p_l$, где p_l – литостатическое давление. Флюид фактор непосредственно в модель не вводится, но коэффициент угла внутреннего трения α эффективно занижен до значения 0.05 для учёта влияния флюида. Модель состоит из 62500 ячеек, в начальном состоянии ячейки имеют квадратную форму размером 200 × 200 м. Интрузия задаётся в центре модели (рис. 1) размером 20 × 0.4 км. Отметим, что модель описывает именно крупные интрузии по магмопроводящим разломам (в т. ч. транскоровым), но особенности напряжённо-деформированного состояния могут быть перенесены и на обычную дайку с учётом масштабирования аномальных напряжений. Нагружение модели состоит из 2 процессов – плавления пород дайки (сопровождающимся занулением девиаторных напряжений) и повышением давления в относящихся к интрузии ячейках до уровня давления магмы. При внедрении интрузии возникает дополнительная нагрузка по контуру интрузии –

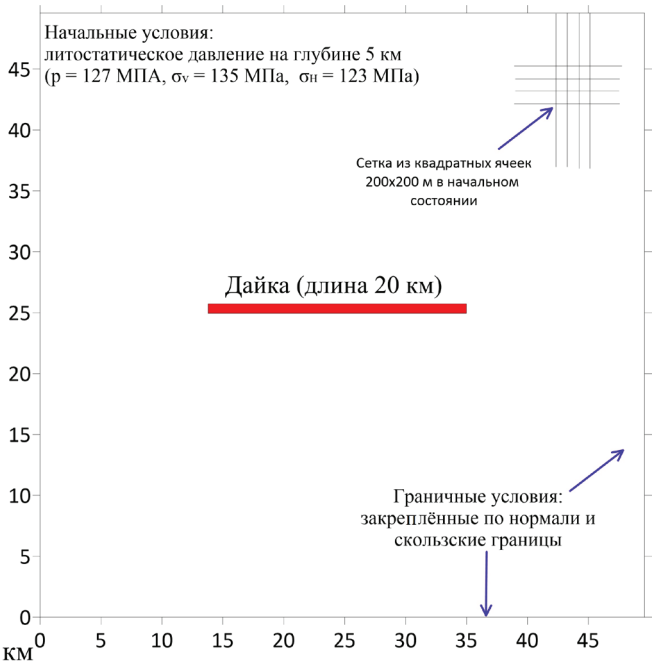


Рис. 1. Общая схема модели
Fig. 1. General model scheme

преимущественно вдоль боковых областей. Повышение уровня давления идёт до уровня $p_d(z) = p_{оч} - \rho_m g(h-z)$, где p_m – давление магмы в интрузии, $p_{оч}$ – в очаге, а ρ_m – плотность магмы, что соответствует условию сообщения интрузии с первичным очагом на границе Мохо.

Результаты моделирования

Результаты моделирования представлены на рис. 2–5. На рис. 2–4 представлены стадии нагружения модели, на которых давление в дайке вырастает от литостатического до максимального (давления магмы на 5 км), однако эти стадии можно рассматривать в качестве финального нагружения для моделей с пропорционально меньшим давлением магмы. Именно: стадии 1–6 соответствуют уровню в 17, 37, 59, 79, 92, 100 % аномального (относительно литостатики) давления магмы соответственно. Отметим, что нагружение на рис. 2.2 можно рассматривать как конечный результат для модели с давлением магмы в дайке 134.5 МПа. Поэтому далее опишем стадии 6, а предыдущие стадии по времени рассмотрим как вариации по амплитуде давления магмы.

На рис. 2 показано распределение давления (в виде первого инварианта тензора напряжений, соответствующего давлению с противоположным знаком) после нагрузки. Зелёным цветом выделен уровень в 127 МПа, соответствующий начальному литостатическому давлению. Большая часть модели, после внедрения дайки, перешла в состояние с повешенным давлением, при уровне в 147 МПа (рис. 2.6) в интрузии, в области близ боковой поверхности на удалении от неё до 5 км сформировалась особенно нагруженная область с давлениями свыше 140 МПа (на 13 МПа выше p_l). В целом же вплоть до границ модели перпендикулярными дайке и проходящими через её коны линиями выделяется область с существенно повышенными давлениями (от 133 МПа, на 5 МПа выше p_l). В самых отдалённых от интрузии точках давление равно 130 МПа, т. е. интегрально давление в модели возросло. Отметим, что для бесконечно протяжённой дайки и для изометричной интрузии это было бы также, т. е. существует экстремум по длине интрузии, при котором влияние снижения давления на концевых участках относительно общего роста максимально. В текущей модели минимум давления близ концов дайки составляет 97 МПа (меньше p_l на 30 МПа). Область, где произошло непосредственное снижение давления, сравнительно мала и занимает эллипс с большим диаметром 8 км, «нанизанным» на концевую точку интрузии. Амплитуда понижения давления быстро падает при удалении от концевой точки и на 3 км от неё составляет 4 МПа. Можно отметить, что величина данной области растёт с увеличением давления дайки слабо, и, начиная со стадии 2, достаточно стабильна.

Далее рассмотрим касательные напряжения. на рис. 3 представлено распределение максимального касательного напряжения (τ_{max}) в модели. Начальный уровень τ_{max} = 5 МПа. Боковая поверхность дайки создаёт дополнительное нормальное напряжение в перпендикулярном (вертикальном в плоскости рис. 3) направлении, однако, за счёт пластичности, разница между ним и нормальным горизонтальным напряжением в направлении вдоль дайки будет определяться не коэффициентом Пуассона, а значительно ниже, их отношение составляет порядка 91 % при текущих параметрах (табл. 1), поэтому вдоль дайки не обязательно формируется повышение уровня τ_{max}, в данном случае уровень даже несколько (на 0.2 МПа) снизился, так как дополнительные нормальные напряжения

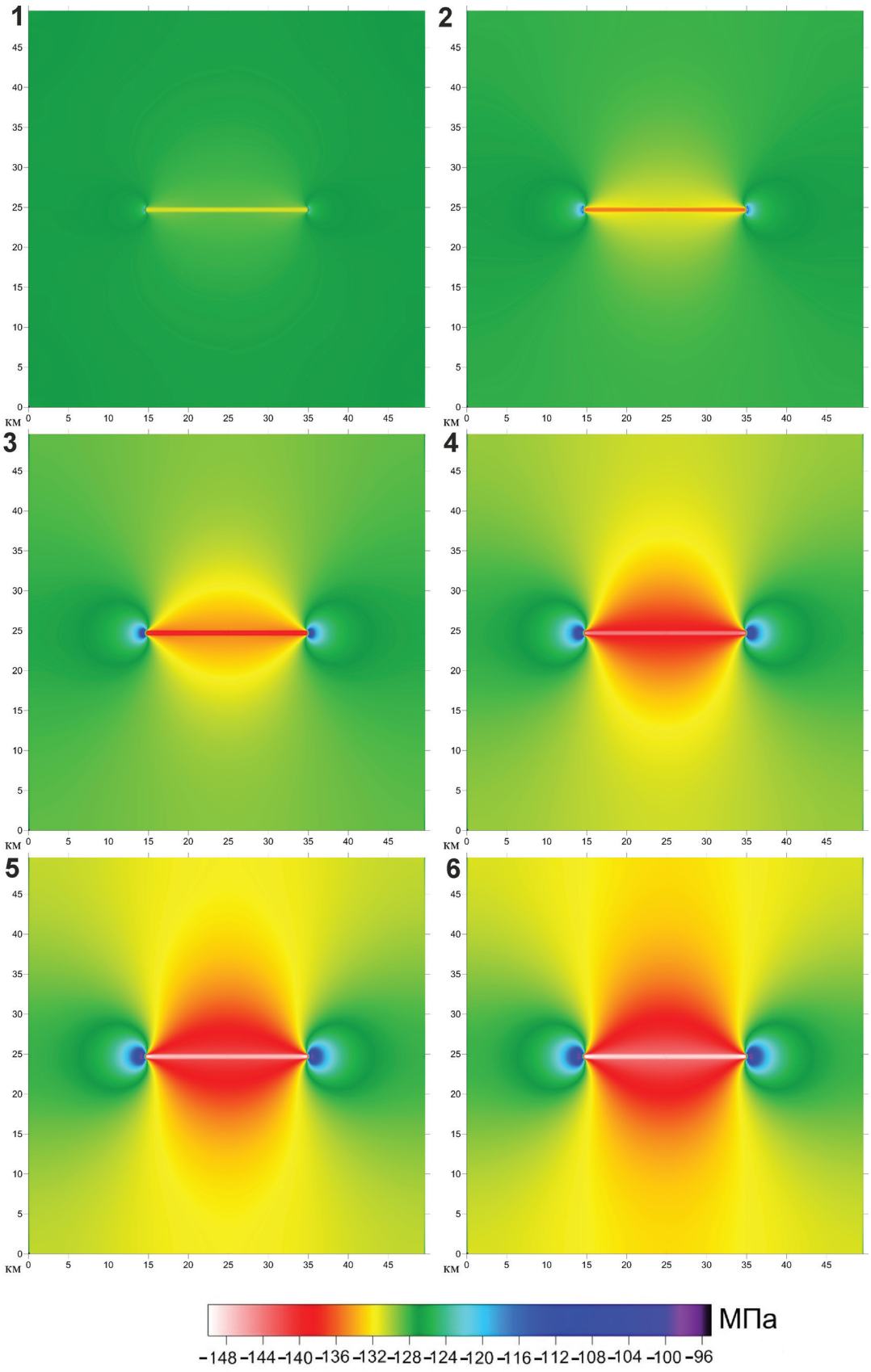


Рис. 2. Поле первого инварианта тензора напряжений в модели. Стадии 1–6 соответствуют этапам нагрузки 17, 37, 59, 79, 92, 100 %.

Fig. 2. First invariant of the stress tensor field in the model. Stages 1–6 correspond to load stages 17, 37, 59, 79, 92, 100 %.

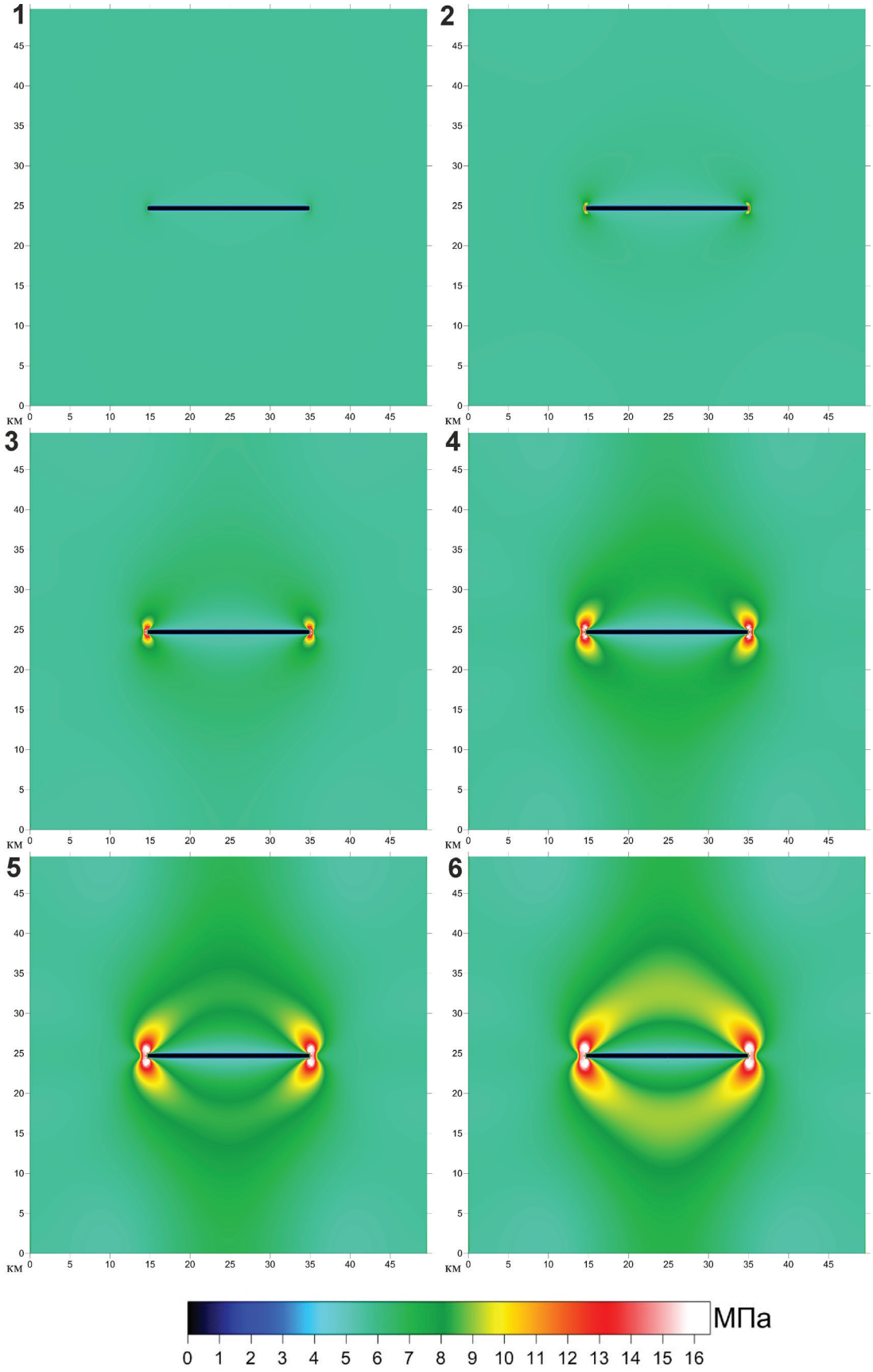


Рис. 3. Поле максимального касательного напряжения модели. Стадии 1–6 соответствуют этапам нагрузки 17, 37, 59, 79, 92, 100 %

Fig. 3. Maximum shear stress field in the model. Stages 1–6 correspond to load stages 17, 37, 59, 79, 92, 100 %

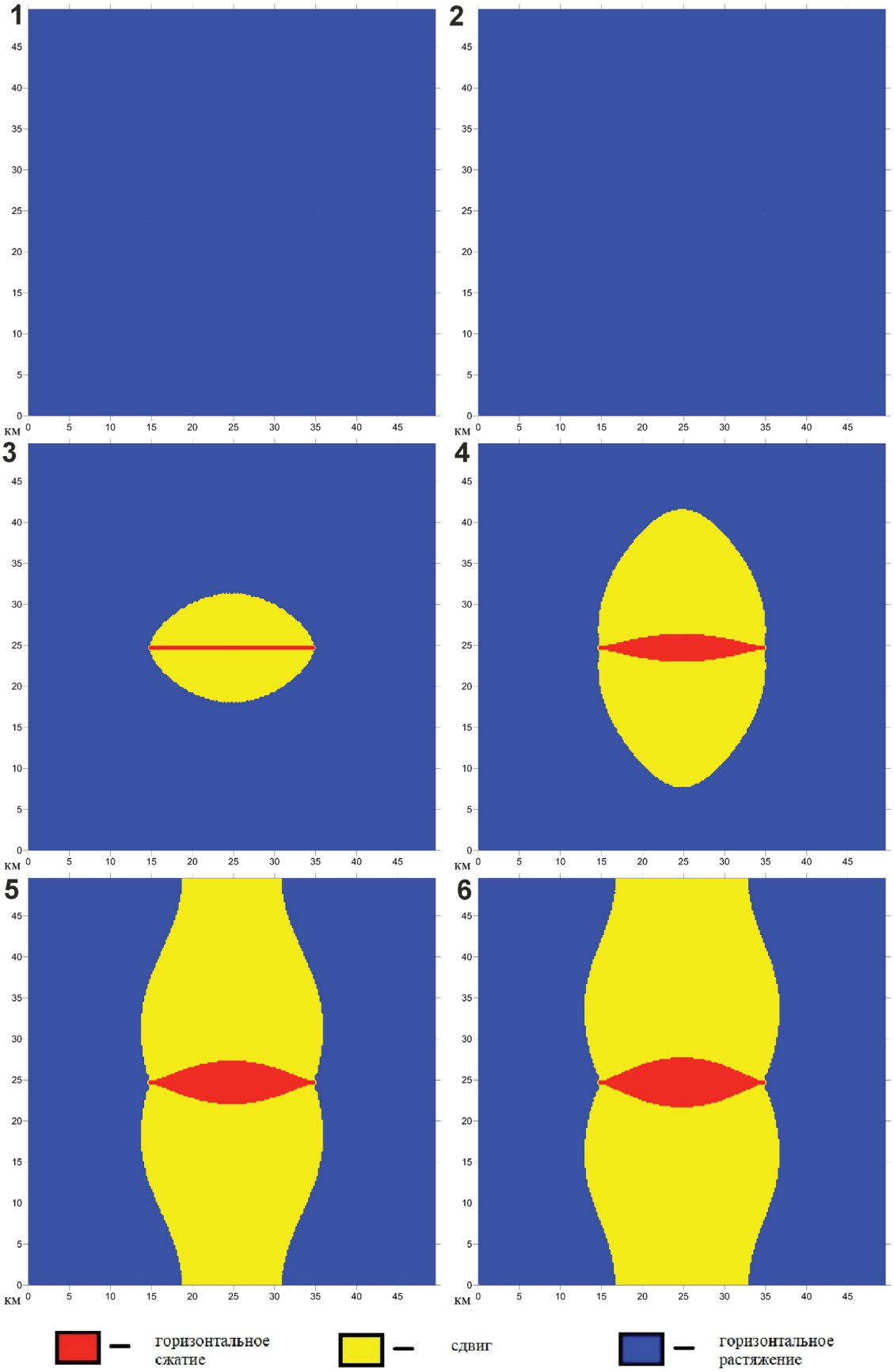


Рис. 4. Распределение геодинамических типов напряжённого состояния в модели. Стадии 1–6 соответствуют этапам нагрузки 17, 37, 59, 79, 92, 100 %

Fig. 4. Geodynamic types of model stress state. Stages 1–6 correspond to load stages 17, 37, 59, 79, 92, 100 %

не превысили σ_v на большую величину, чем σ_v, в свою очередь, превышала σ_h. Однако, при большем уровне давления в дайке, это произошло бы. Основной максимум касательных напряжений формируется в концевых участках дайки (см. рис. 3.6). Уровень аномальных τ_{max} = 11 МПа, общий – 16 МПа. Область повышенных τ_{max} простирается от концов дайки в перпендикулярном ей направлении на 5 км, после чего 2 концевые аномалии сливаются в одну, что показывает взаимодействие концевых аномалий дайки (при длине значительно более 20 км этот эффект не наблюдался бы). В направлении вдоль дайки аномалия быстро затухает на расстоянии 1–2 км.

Особый интерес вызывает распределение геодинамического типа напряжённого состояния (рис. 4). При уровне напряжений, соответствующему стадиям 1–2 модель ни в одной точке не переходит их гравитационного состояния вертикального сжатия в иное. Начиная со стадии 3 (рис. 4.3), вокруг дайки формируется область горизонтального сдвига (так как σ_h всё ещё меньше σ_v). На последней стадии (рис. 4.6) вдоль боковых поверхностей формируется зона горизонтального сжатия диаметром около 10 км. Далее, вплоть до границ модели, среда находится в напряжённом состоянии с геодинамическим типом горизонтальный сдвиг. Часть среды на удалении от дайки, где давление возросло, осталась в состоянии вертикального сжатия (горизонтального растяжения), по причине не описанной выше. При этом близ концов дайки формируется горизонтальное растяжение, которое не заметно на общем фоне (также растяжения), однако если бы дайка развивалась в начальном сдвиговом поле напряжений, в этой области горизонтальное растяжение возникло бы как аномалия. Конкретное соотношение вышеописанных зон изменится при увеличении давления магмы – тогда зона сжатия, относительно зоны сдвига, расширится. При уменьшении длины интрузии уменьшится размер зоны сдвига. На рис. 5 представлены результаты для аналогичной модели, но с длиной интрузии 10 км (рис. 5 а) и 5 км (рис. 5 б). Получено, что с уменьшением длины дайки, ширина зоны горизонтального сдвига резко падает, причём уменьшается её удельная ширина (относительно длины дайки). При уменьшении длины до равной по порядку ширине дайки величины, мы получим поле напряжений для интрузии типа «магмоподводящий канал» или шток, которая будет создавать вложенные друг в друга шаровые зоны сдвига и горизонтального сжатия.

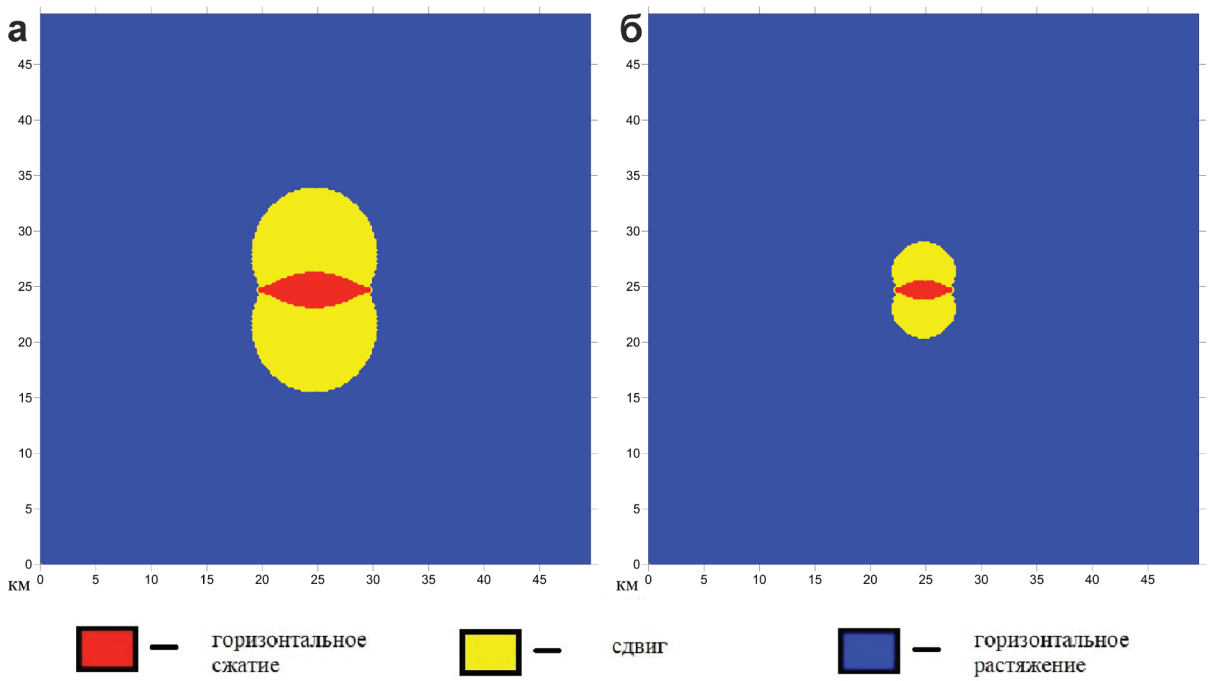


Рис. 5. Распределение геодинамических типов напряжённого состояния в моделях с различной длиной интрузии. В Модели *а* задана дайка длиной 10 км, в модели *б* – 5 км

Fig. 5. Distribution of geodynamic types of model stress state s with different intrusion lengths. Model a specifies *a* dyke 10 km long, model *б* specifies a dyke 5 km long

Наконец, рассмотрим ориентацию оси максимального горизонтального сжатия (в зонах сжатия и сдвига, см. рис. 4.6, это будет ось максимального сжатия σ_3, а в зоне растяжения – промежуточная ось σ_2). Распределение σ_H дано на рис. 6 поверх поля давления. Необходимо сразу заметить, что, за исключением зон растяжения близ концов дайки, величина σ_h не намного меньше по модулю σ_H, из-за чего поворот оси σ_H может вызвать сравнительно малое возмущение. Как и следовало ожидать, в перпендикулярном стенке дайки направлении оси σ_H также перпендикулярны дайке, вплоть до границы модели. При обобщённом описании можно сказать, что вокруг зон растяжения оси σ_H образуют замкнутые концентрические фигуры. При детальном описании, в секторе 30–45°относительно конца дайки оси испытывают поворот вплоть до параллельной дайки ориентации, затем снова разворачиваются, описывая дугу окружности вокруг окончания дайки, вплоть до линии, на которой лежит интрузия, дальше ситуация развивается симметрично.

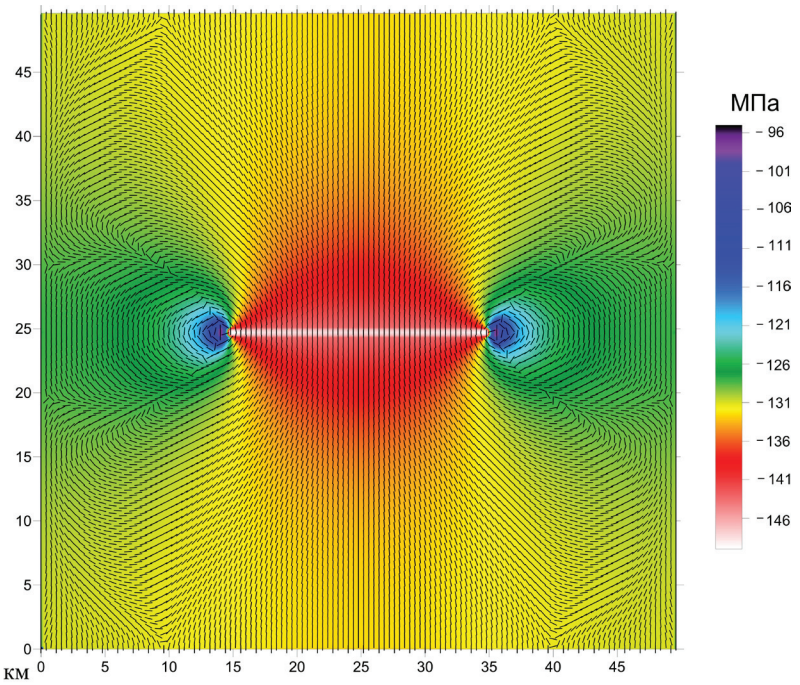


Рис. 6. Распределение ориентации осей максимального горизонтального сжатия в модели, нанесённое поверх поля первого инварианта тензора напряжений

Fig. 6. Maximum horizontal compression axes orientation distribution in the model, plotted over the first invariant of the stress tensor field

Выводы

В работе представлена структура напряжённо-деформированного состояния Земной коры в области внедрения интрузии по магмоподводящему разлому, механизм нагружения определяется тем, что магматический расплав оказывает давление на вмещающие породы. Результаты моделирования показали, что даже единичная интрузия длиной в первые десятки км способна перестроить напряжённое состояние коры на большом от неё удалении. При этом напряжённое состояние в области нагружения может иметь геодинамический тип как горизонтальное сжатие, так и горизонтальный сдвиг и растяжения, в зависимости от удаления и ориентации интрузии. Зоны нагрузки чередуются с зонами разгрузки, последние приурочены к концевым участкам дайки. Величины аномальных напряжений рассчитаны на глубине 5 км, при уровне литостатического давления порядка 130 МПа, аномалии нормальных напряжений после внедрения интрузии составили 30 МПа, что сопоставимо с уровнем тектонических напряжений. Таким образом, магматический фактор формирования надлитостатических напряжений должен рассматриваться в качестве одного из основных наряду с тектоническим при создании геодинамических региональных моделей.

Благодарности

Исследование выполнено в рамках госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. Мягков Д. С. Особенности затухания поля напряжений в находящейся в закритическом состоянии среде на примерах различных геодинамичесих моделей // Материалы II Всероссийской научной конференции «Геотектоника и геодинамика сейсмоактивных районов», посвященной 300-летию Российской академии наук. Москва, ИФЗ РАН. 22–24 октября 2024 г. М. Изд-во: ИФЗ РАН, 2024 а. С. 247–250.
2. Ребецкий Ю. Л., Стефанов Ю. П. О механизме взаимодействия сильных землетрясений и вулканизма в зонах субдукции // Вестник Камчатской региональной ассоциации «Учебно-научный центр». Серия: Науки о Земле. 2022. Т. 4, № 56. С. 41–58.
3. Ребецкий Ю. Л., Сим Л. А., Козырев А. А. О возможном механизме генерации избыточного горизонтального сжатия рудных узлов Кольского полуострова (Хибины Ловозеро, Ковдор) // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59, № 4. С. 263–280.
4. Ребецкий Ю. Л., Погорелов В. В., Мягков Д. С., Ермаков В. А. О генезисе напряжений в коре островной дуги по результатам численного моделирования // Вестник КРАУНЦ. 2018. № 3. С. 54–73.
5. Стефанов Ю. П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупко-пластичных материалов // Физ. мезомех. 2005. Т. 8, № 3. С. 129–142.
6. Allmann B. P., Shearer P. M. Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes // Journal of Geophysical Research. 2009. V. 114. B 01310. doi:10.1029/2008JB005821.
7. Gudmundsson A. How local stresses control magma-chamber ruptures, dyke injections, and eruptions in composite volcanoes // Earth-Science Reviews. 2006. V. 79, No. 1–2. P. 1–31. doi:10.1016/j.earscirev.2006.06.00.
8. Maccaferri F., Bonafede M., Rivalta E. A numerical model of dyke propagation in layered elastic media // Geophysical Journal International, 2010. V. 180. P. 1107–1123.
9. Wilkins M. L. Computer Simulation of Fracture // Lawrence Livermore Laboratory, Rept. UCRL-75246. 1972.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 403–412

Региональное положение и геолого-структурные особенности Попутнинского золоторудного месторождения (Енисейский кряж)

Козлов Н. Н.
ООО «УК Полюс», Москва, morze49@inbox.ru

Аннотация. Попутнинское золоторудное месторождение локализовано в южной части Енисейского кряжа. В металлогеническом плане Попутнинское месторождение расположено в пределах Раздолинского рудного узла Южно-Енисейского рудного района. Месторождение связано с метасоматически изменёнными отложениями и интрузивными телами метаультрабазитов нижнего рифея. Оруденение не имеет геологических границ и выделяется только по результатам опробования. Всего на месторождении выделяется 46 рудных залежей, которые имеют линейно вытянутую, линзообразную сложную форму. Около 80 % запасов месторождения сосредоточено в трех рудных залежах. Мощности рудных залежей меняются в широких пределах (от первых метров до 50 м и более). Размах по вертикали составляет 550–600 м. Распределение золота в контурах рудных залежей – неравномерное. По количеству запасов промышленных категорий месторождение относится к крупным объектам.

Ключевые слова: Енисейский кряж, Раздолинский рудный узел, Попутнинское месторождение, золото рудное.

Regional location and geological and structural features of the Poputninskoye gold deposit (Yenisei Ridge)

Kozlov N. N.
Management company Polyus LLC, Moskow, morze49@inbox.ru

Abstract. The Poputninskoye gold deposit is located in the southern part of the Yenisei Ridge. In metallogenic terms, the Poputninskoye deposit lies within the Razdolinsky ore cluster of the South Yenisei ore district. The deposit is associated with metasomatically altered sediments and intrusive bodies of Lower Riphean meta-ultrabasites. The mineralization lacks distinct geological boundaries and identified solely based on assay results. A total of 46 ore bodies have been identified at the deposit, which have a complex, linearly elongated, lens-like shape. Approximately 80 % of the deposit's reserves are concentrated in 3 ore bodies. The thickness of the ore bodies varies widely (from a few meters to 50 m and more). The vertical extent reaches 550–600 m. The distribution of gold within the contours of the ore bodies is uneven. In terms of the volume of reserves in industrial categories, the deposit is classified as a large-scale asset.

Keywords: Yenisei ridge, Razdolinsky ore cluster, Poputninskoye deposit, gold ore deposit.

Введение

Месторождение Попутнинское расположено в Мотыгинском районе Красноярского Края, в южной части Енисейского кряжа (рис. 1 врезка).

Геологическое изучение района месторождения с перерывами продолжалось с 1957 г. по настоящее время. В 2005 г. Компания «Полюс» приобрела лицензию на геологическое изучение, разведку и добычу рудного золота в пределах Раздолинского рудного узла, включающего Попутнинское месторождение. В результате нескольких этапов разведочных работ, проведенных в период 2005–2017 гг., на месторождении Попутнинское получен шестикратный прирост запасов. Утвержденные балансовые запасы золота месторождения составляют 78 тонн (Справка…, 2021). Кроме того, в контуре лицензионной площади проведена оценка еще трех месторождений (Змеиное, Светлое, Антониновское), а также показаны высокие перспективы выявления промышленных объектов на флангах Попутнинского рудного поля.

Следует отметить, что результаты изучения Южно-Енисейского рудного района, Раздолинского рудного узла и Попутнинского месторождения представлены в опубликованной литературе явно недостаточно, особенно по сравнению с Северо-Енисейским золоторудным районом. Вместе

с тем геологическое строение Южно-Енисейского района и его металлогения вызывают значительный интерес. Так как в этом районе широко развиты вулканогенно-осадочные рифейские толщи, вмещающие наряду с интрузивными телами, силлы и дайки ультрабазитов и базитоя, что позволяет предположить наличие зеленокаменного пояса и присущих последнему типов золотой минерализации (Kerrich R. et al., 2005).

С учетом выше отмеченного, в настоящей работе проанализированы опубликованные статьи и доступные фондовые материалы по геологии и золотоносности Раздолинского рудного узла и месторождения Попутнинское. Полученные результаты могут быть использованы для уточнения геолого-генетической и прогнозно-поисковой модели месторождений золота в Южно-Енисейском рудном районе.

Положение в региональных структурах

В структурно-тектоническом плане месторождение Попутнинское локализовано в южной части Енисейского кряжа, представляющего собой складчато-надвиговый пояс преимущественно северо-западного простирания, расположенный в юго-западном обрамлении Сибирской платформы (рис. 1). Это сложное сооружение, включающее в себя Центрально-Ангарский, Восточно-Ангарский, Исаковский, Предивинский и Ангаро-Канский террейны (Верниковский, Верниковская, 2006; Верниковский и др., 2008).

По данным сейсмозондирования геологическое строение Енисейском кряжа трактуется как несколько покровно-складчатых зон, состоящих из надвинутых друг на друга с запада и юго-запада тектонических пластин.

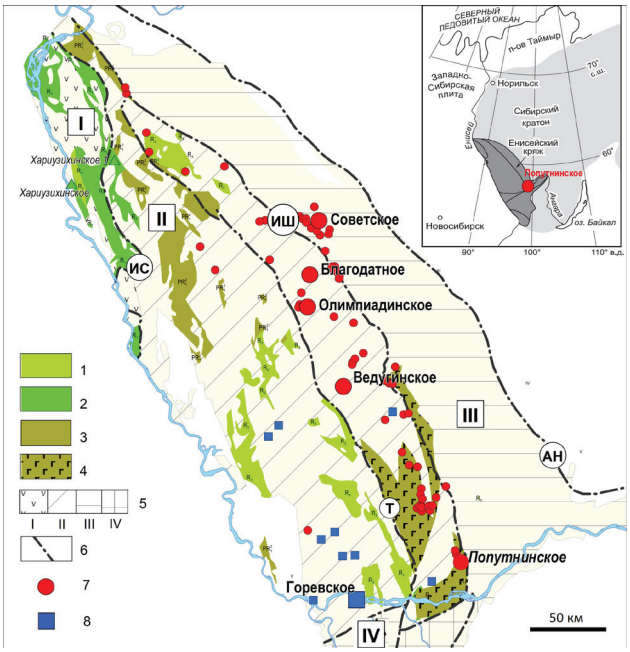


Рис. 1. Вулканогенные формации Енисейского Кряжа и размещение золоторудных и полиметаллических месторождений по (Ножкин и др., 2011) с изменениями. *Вулканогенные формации*: 1 – поздний рифей (сурнихинская свита); 2 – ранний рифей (фирсовская, торжихинская, киселихинская, отравихинская свиты); 3 – ранний протерозой (печенгинская свита); 4 – Рыбинско-Панимбинский вулканический пояс (рыбинская и панимбинская толщи); 5 – *террейны*: I – Исаковский, II – Центрально-Ангарский, III – Восточно-Ангарский, IV – Ангаро-Канский; 6 – *разломы*: Ис – Исаковский, Т – Татарский, Иш – Ишимбинский, Ан – Анкиновский. 7, 8 – *месторождения*: 7 – золоторудные, 8 – свинцово-цинковые

Fig. 1. Volcanogenic formations of the Yenisei Ridge and the location of gold and polymetallic deposits according to (Nozhkin et al., 2011) with changes. *Volcanic formations*: 1 – Late Riphean (Surnikha Formation); 2 – Early Riphean (Firsovskaya, Torzhikhinskaya, Kiselikhinskaya, and Otravikhinskaya Formations); 3 – Early Proterozoic (Pechenginskaya Formation); 4 – Rybinsk-Panimbinsky Volcanic Belt (Rybinskaya and Panimbinskaya Formations); 5 – *terranes*: I – Isakovsky, II – Central-Angarsky, III – East-Angarsky, IV – Angaro-Kansky; 6 – *faults*: Is – Isakovsky, T – Tatar, Ish – Ishimbinsky, An – Ankinovsky. 7, 8 – *deposits*: 7 – gold ore, 8 – lead-zinc

В современных представлениях большинства исследователей Енисейский кряж рассматривается в качестве аккреционно-коллизионной структуры юго-западного складчатого обрамления Сибирского кратона (рис. 1, врезка).

На территории Енисейского кряжа учтены государственным балансом запасов более 200 месторождений золота, из которых 20 % это коренные месторождения, а 80 % – россыпи. Подавляющее число золоторудных месторождений Енисейского кряжа локализуется в терригенно-вулканогенных отложениях нижних и средних горизонтов сухопитской серии на уровне кординской, горбилокской и удерейской свит. Рифтогенез в раннем мезопротерозое неразрывно связан с влиянием системы Татарского и Ишимбинского глубинных разломов. Глубоководные отложения нижних и средних горизонтов сухопитской сериивобогащены золотом, что определяет металлогеническую специфику Енисейского кряжа (Ножкин и др., 2011).

В Енисейском кряже наиболее крупные золоторудные месторождения расположены в зоне влияния Татарско-Ишимбинской рифтогенной структуры, расположенной между Татарским (с запада) и Ишимбинским (с востока) зонами глубинных разломов. К тектоническим зонам Татарско-Ишимбинской системы разломов приурочены выходы пород пикробазальт-базальтовой ассоциации мезопротерозойского Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса, которым контролируются размещение месторождений золота Южно-Енисейского рудного района, включая Попутнинское.

Геолого-структурные особенности месторождения

В геологическом строении Попутнинского месторождения принимают участие метаморфизованные отложения панимбинской толщи нижнего рифея – углеродистые сланцы и туфосланцы с телами метавулканитов ультраосновного и основного состава – апоультрабазитовых сланцев ивдолеритов. Вмещающие породы метаморфизованы в хлоритовой субфации зеленосланцевой фации и в различной степени катаклазированы, милонитизированы и будинированы.

Выделяются следующие основные литологические типы вмещающих пород: сланцы переменного состава (*метаалевролиты*, *метаалевропелиты* и *метапелиты*, *филлитовидные сланцы* и *филлиты*, в разной степени углеродистые); метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы (*туфосланцы*, *метатуффиты* и *метатуфы*, в разной степени углеродистые) и метавулканиты ультраосновного состава (метаультрабазиты) – *хлорит-амфиболовые, тремолитовые и хлорит-тальккарбонатные апоультрабазитовые сланцы*. Также наблюдаются на отдельных участках метавулканиты основного состава (метабазиты) – *долериты*, *милонитизированные долериты*, *аподолеритовые карбонат-хлоритовые сланцы*.

Взбросо-надвиговые дислокации преимущественно северо-восточного простирания расчленяют отложения панимбинской толщи, слагающие ядерную часть Рыбинской горст-антиклинали, на отдельные фрагменты. В пределах одного из таких блоков и локализовано месторождение Попутнинское (Куйбида и др., 2019 ф). Основная структура – брахиантиклиналь (рис. 2). Залегание пород на ее крыльях осложнено кольцевыми взбросо-надвигами.

Пространственные границы месторождения определяется контурами участков распространения метасоматически измененных пород и зон прожилкового окварцевания, вмещающих золотосульфидную минерализацию в виде весьма неравномерной вкрапленности (рис. 2, 3). Распределение этих участков, в свою очередь, определяется зонами пликативных и дизъюнктивных дислокаций, определяющих собственно структуру этого месторождения.

Гидротермально-метасоматические преобразования

Попутнинское месторождение характеризуется разнообразными гидротермально-метасоматическими изменениями. Здесь имеет место магнезиальный метасоматоз с проявлением на отдельных участках тремолитизации, отталькования, интенсивной карбонатизации (доломит, анкерит) и лиственитизации (окварцевание, фукситизация, карбонатизация), натровый метасоматоз с проявлением на глубоких горизонтах кварц-альбитовых и альбит-карбонатных прожилков и альбитизации плагиоклазов, и калиевый метасоматоз с образованием серицит-кварцевых метасомати-

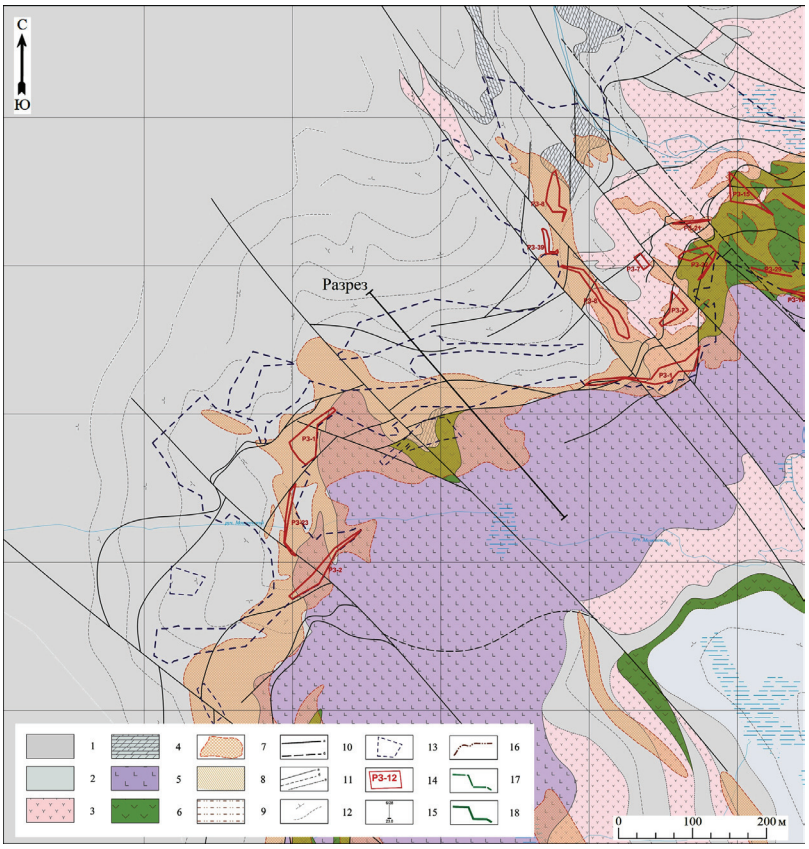


Рис. 2. Геологическая карта месторождения Попутнинское, по (Куйбида и др., 2019 ф), с изменениями.
Условные обозначения для рис. 2 и 3: 1 – сланцы кварц-серицитовые, серицит-кварцевые, углеродсодержащие; 2 – сланцы кварц-серицитовые, хлорит-кварц-серицитовые, филлитовидные; 3 – метатуфы основного состава, литокластические, средне- и крупнообломочные; 4 – доломиты вторичные, массивные и грубополосчатые; 5 – метаультрабазиты (сланцы карбонатно-хлоритовые, тальк-содержащие); 6 – метадолериты (массивные породы существенно карбонатно-хлоритового состава); 7 – сульфидсодержащие рудоносные метасоматиты и метасоматически измененные породы (березиты, лиственитты), часто прожилково окварцованные (зоны рудоносных пород); 8 – элювиально-делювиальные глины и суглинки с щебнем и глыбами подстилающих коренных пород; 9 – суглинки, супеси, дресва и щебень остаточной коры выветривания; карстовые образования; 10 – зоны дизъюнктивных тектонических нарушений установленные (а) и предполагаемые (б); 11 – геологические границы между породами различного литологического состава установленные (а), предполагаемые (б) и между рыхлыми образованиями разного типа (в); 12 – структурные линии и ориентировочное положение простирания пород (на плане); 13 – проекции рудных залежей на дневную поверхность; 14 – контуры рудных залежей и их номера; 15 – скважины колонкового бурения, их номера и глубины (в метрах); 16 – ориентировочное положение границы распространения затронутых выветриванием пород и окисленных руд; 17 – контуры карьера, пройденного для отбора большеобъемной технологической пробы; 18 – контуры проектного карьера

Fig. 2. Geological map of the Poputninskoye deposit, according to (Kuibida et al., 2019 f), with modifications.
Legend for Fig. 2 and 3: 1 – Quartz-sericite, sericite-quartz, carbonaceous shales; 2 – Quartz-sericite, chlorite-quartz-sericite, phyllite-like shales; 3 – Basic metatuffs, lithoclastic, medium- and coarse-grained; 4 – Secondary dolomites, massive and coarse-banded; 5 – Metaultrabasites (carbonate shales-chlorite, talc-containing rocks); 6 – Metadiabases (massive rocks of substantially carbonate-chlorite composition); 7 – Sulfide-containing ore-bearing metasomatites and metasomatically altered rocks (berezites, larch), often veined and quarried (zones of ore-bearing rocks); 8 – Eluvial-deluvial clays and loams with crushed stone and blocks of underlying bedrock; 9 – Loams, sandy loams, soil and crushed stone of the residual weathering crust; karst formations; 10 – Zones of disjunctive tectonic disturbances established (a) and assumed (b); 11 – Geological boundaries between rocks of different lithological composition established (a), assumed (b) and between loose formations of different types (c); 12 – Structural lines and the approximate position of the strike of rocks (on the plan); 13 – Projections of ore deposits on the day surface; 14 – Contours of ore deposits and their numbers; 15 – Core drilling wells, their numbers and depths (in meters); 16 – Approximate position of the boundary of the distribution of rocks affected by weathering and oxidized ores; 17 – Contours of the quarry traversed to take a large-volume technological sample; 18 – Contours of the design pit

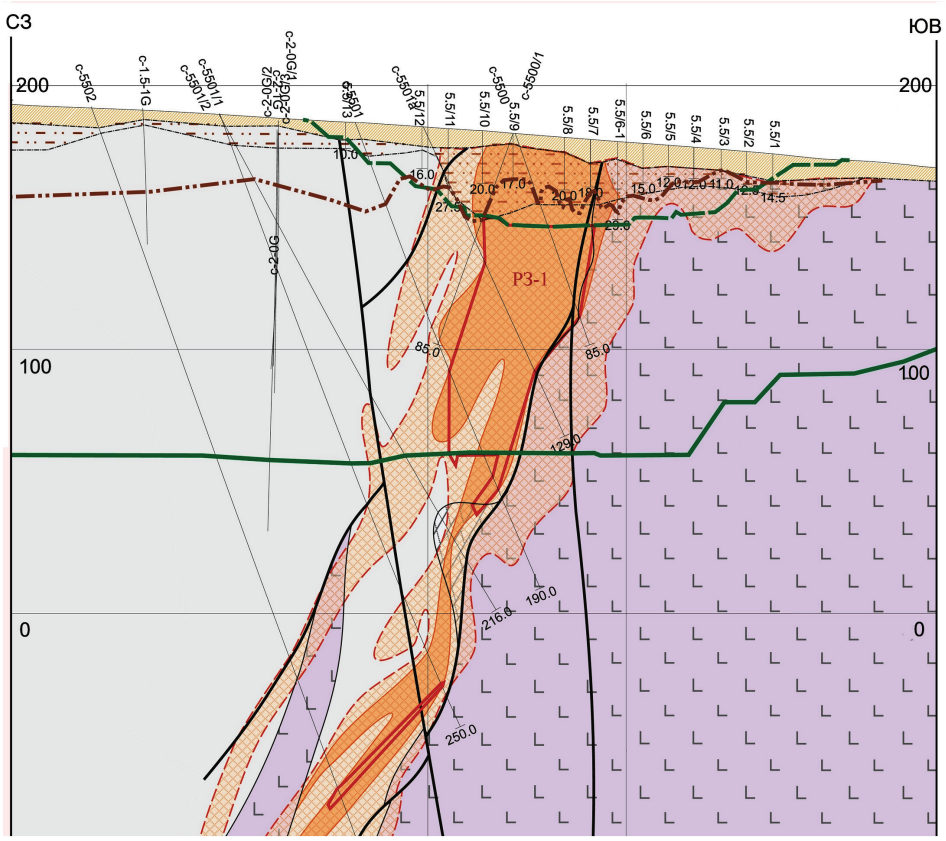


Рис. 3. Геологический разрез рудной залежи № 1 месторождения Попутнинское, по (Куйбида и др., 2019 ф), с изменениями (условные обозначения см. на рис. 2.)

Fig. 3. Geological cross-section of ore deposit No.1 at the Poputninskoye deposit, according to (Kuibida et al., 2019 f), with modifications (See Fig. 2 for symbols.)

тов, серицитолитов и различных березитоподобных пород. Вмещают золотосульфидную минерализацию метасоматиты березит-лиственитовой формации (Куйбида и др., 2019 ф).

Метасоматиты по метаосадочным породам развиваются по углеродистым сланцам, метапелитам, метаалевропелитам, филлитам и филлитовидным сланцам (рис. 4 а). Выделены следующие разновидности: березиты кварц-серицитового (с пиритом 10–20 % и арсенопиритом до 10–15 %); серицитового (серицитолиты) (с пиритом 10–20 %); серицит-карбонатного до карбонат-серицитового состава (с пиритом 5–35 %); березитизированные углеродистые сланцы с пиритом 5–10 %; кливажированные окварцованные углеродистые сланцы с арсенопиритом до 10–15 %; березитоиды по долеритам кварц-карбонат-серицитового, серицит-карбонат-кварцевого состава с пиритом и арсенопиритом.

Лиственниты и лиственитизированные метавулканиты образуют значительной мощности ореолы. Среди них выделены лиственитизированные метатуфы пикритов фуксит-кварц-карбонатного состава: с пиритом до 10 %; кварц-фуксит-карбонатного (с пиритом до 7 % и арсенопиритом до 1 %); фуксит-кварц-карбонатного (с пиритом до 5–15 % и арсенопиритом до 1–3 % (рис. 4 б) и фуксит-карбонатного состава (с пиритом 1–10 % и арсенопиритом 0–10 %); метасоматиты по туфам кварц-серицит-карбонатного состава (с пиритом 3–5 %). Содержание золота в лиственитах непостоянно, местами наблюдаются безрудные метасоматиты. Содержание золота резко возрастает в зонах трещиноватости с анкерит-кварцевыми, анкерит-полевошпатовыми жилами и прожилками, сопровождающимися антимонитовой минерализацией.

Морфология рудных тел

Рудные тела Попутнинского месторождения представляют собой золотосульфидные залежи (минерализованные зоны дробления и рассланцевания), сложной линзовидно-ленточной формы

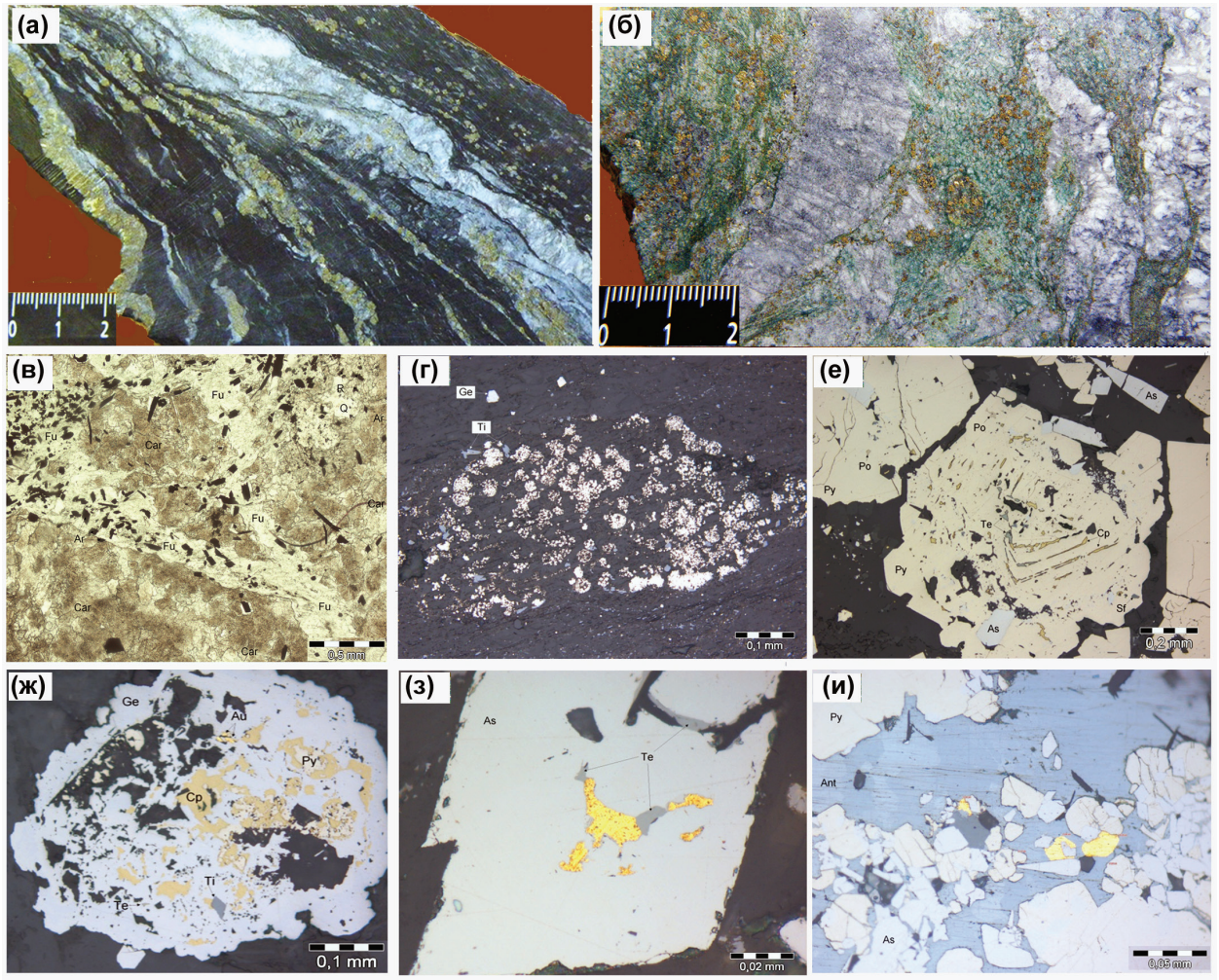


Рис. 4. Текстуры и минералы первичных руд Попутнинского месторождения по (Савушкина и др., 2008 ф): а – филлит углерод-серицитовый турмалинсодержащий, линзовидно-сланцеватый, с многочисленными субсогласными пирит-мусковит-кварц-карбонатными прожилками (обр. с-2-9G-415.5); б – метасоматит карбонат-фукситовый рутил- и турмалинсодержащий (лиственит), пятнисто-сланцеватый, с вкрапленностью пирита (5–10 %, с оторочкой хлорито-серпентина) и антимонитом (до 1 %) (обр. с-2-9G-439.9); в – по секущим микротрещинам (дорудной карбонатной жилки) развит серицит-мусковит с обилием арсенопирита (шлиф с-2-2G-356.7); г – линза фрамбоидального (раннего) пирита (анш. с-5501-88.2); е – зоны роста в пирите (анш. с-7753в-42.7); ж – ксеноморфный агрегат герсдорфита с включениями и две зоны кристалла герсдорфита (анш. с-6000-101.8); з – самородное золото в арсенопирите (анш. с-4-4G-170.3); и – самородное золото в антимоните (анш. с-7505-1-48.2)

Fig. 4. Textures and minerals of the primary ores of the Poputninskoye deposit, according to (Savushkina et al., 2008 f): a – carbon-sericite tourmaline-containing phyllite, lenticular-shale, with numerous sub-consistent pyrite-muscovite-quartz-carbonate veins (model c-2-9G-415.5); б – metasomatite carbonate-fuchsite rutile- and tourmaline-containing (larch), spotted-shale, with pyrite inclusions (5–10 %, with chlorite-serpentine edging) and antimonite (up to 1 %) (model S-2-9G-439.9); в – sericite-muscovite with an abundance of arsenopyrite is developed along secant microcracks (dorudic carbonate vein) (c-2-2G-356.7); г – lens of framboidal (early) pyrite (c-5501-88.2); e – growth zones in pyrite (c-7753b-42.7); ж – xenomorphic gersdorffite aggregate with inclusions and two zones of gersdorffite crystal (ansh. c-6000-101.8); з – native gold in arsenopyrite (ansh. c-4-4G-170.3); и – native gold in antimonite (ansh. c-7505-1-48.2)

(рис. 5). Их контуры, обусловленные структурно-тектоническими особенностями месторождения, определяются только по результатам опробования. Рудная минерализация полностью локализована в метасоматитах разного состава, распределение которых обусловлено структурно-тектоническими особенностями месторождения.

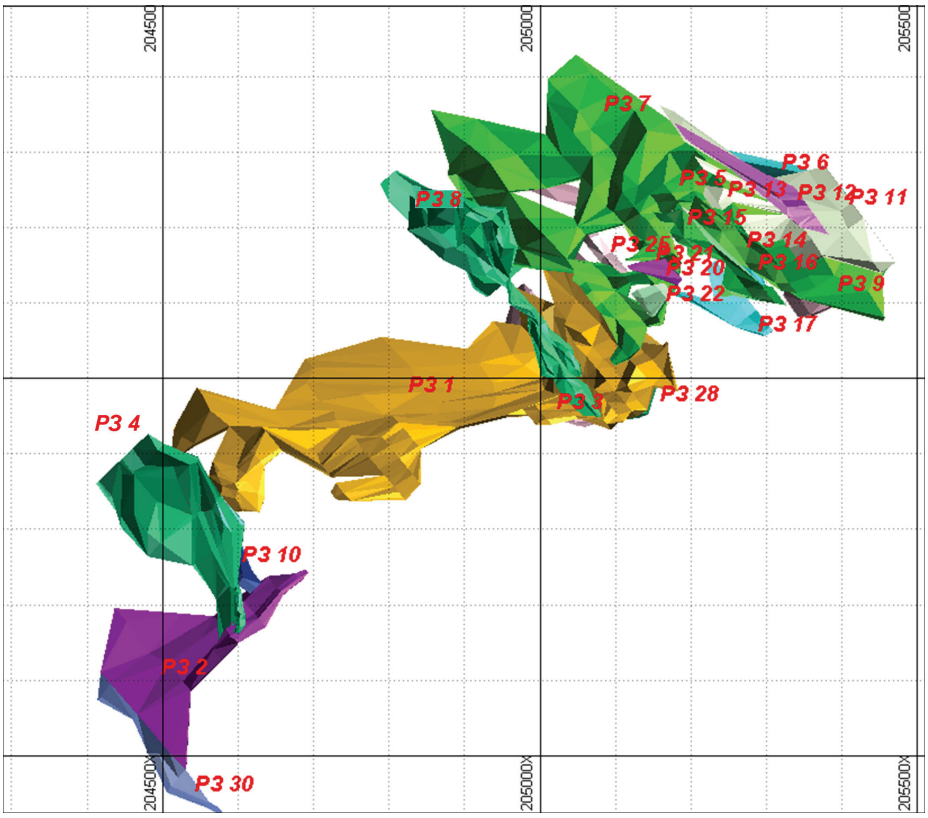


Рис. 5. Морфология рудных залежей (РЗ) Попутнинского месторождения (3D-модель), по (Куйбида и др., 2019 ф), с изменениями

Fig. 5. Morphology of ore deposits (OD) at the Poputninskoye deposit (3D model), according to (Kuibida et al., 2019 f), with modifications

Всего установлено 46 рудных залежей, однако, ~ 80 % запасов месторождения сосредоточено в рудных залежах 1, 7 и 8. Выделяется две группы залежей: первая – северо-восточного простирания с падением залежей 20–80 ° на СЗ; и вторая – ЮВ направления с субвертикальным падением. Длина по простиранию обычно больше протяженности по падению в несколько раз и достигает сотен метров. Мощности рудных залежей меняются в широких пределах (от первых метров до 50 м и более). Размах по вертикали составляет 550–600 м. Распределение золота в контурах рудных залежей – неравномерное: обогащенные интервалы чередуются с прослоями «пустых» пород.

Для золотосульфидных руд Попутнинского месторождения Ar-Ar методом был определен возраст формирования главной продуктивной ассоциации, представленной кварц-карбонат-фукситовыми метасоматитами с вкрапленностью сульфидов (арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит) и самородного золота. Полученный возраст серицита и фуксита из этих метасоматитов 717 ± 6 и 712 ± 6 млн лет (Ножкин и др., 2011).

Кора выветривания

На месторождении Попутнинское широко развита кора выветривания, глубина развития которой колеблется в пределах 10–60 м. Наиболее подвержены окислению и аргиллизации карбонатные метасоматиты с сульфидной минерализацией; сульфиды и карбонаты в них, как правило, полностью выщелочены. С образованиями коры выветривания часто совмещены карстовые отложения, которые широко развиты в северной и северо-восточной части месторождения, где они контролируются толщей доломитов и зонами разломов. Здесь проявляются асимметричные карстовые полости каверны и воронки глубиной до 100–150 м, заполненные песчано-глинистым и глинисто-дресвяно-щебнистым материалом, нередко с обломками субстрата (до глыб 1–3 м в поперечнике). В одной из карстовых воронок, совпадающей с окисленной части рудной залежи 8, содержание золота достигает 124.1 г/т (Куйбида и др., 2019 ф).

В коре выветривания за счет выщелачивания карбонатов и сульфидов широко развиты гидроокислы железа (гетит, гидрогетит, ярозит при общем содержании железа 9.3–10.1 %), резко повышено содержание кремнезема (до 52–66 %), более высоким является содержание золота (в среднем 5 г/т), а также серебра (1–3 г/т). Основной ценный компонент – золото, попутный – серебро. Из примесей в пробах отмечено незначительное содержание мышьяка (0.07–0.22 %) и сурьмы (0.012–0.1 %). Содержание элементов платиновой группы в пробах на пределе чувствительности.

Минералогические особенности руд

Проведенные исследования показали, что для первичных руд характерны вкрапленные, прожилковые, прожилково-вкрапленные, брекчиевые, брекчиевидные, пятнистые и другие текстуры. Наиболее распространенные структуры рудных минералов: зернистые, метазернистые, структуры дробления, перекристаллизации, распада твердого раствора, реликтовая, каемочная, сетчатая, сферолитовая, микросферолитовая и др. Первичные золотоносные руды содержат сульфиды в количестве от 3.4 до 11.2 %. Наиболее распространенные рудные минералы (в порядке уменьшения их распространенности): пирит, арсенопирит, кобальтин-герсдорфит, блеклая руда, халькопирит, сфалерит, антимонит, пирротин. В рудах выделяется три продуктивных минеральных ассоциации.

Золото-арсенопирит-пиритовая ассоциация – одна из самых продуктивных, распространена в составе метасоматитов, образованных по сланцам кординской свиты. Представлена пиритом (рис. 4 е, г), арсенопиритом (рис. 4 в). Кроме этих двух минералов, в состав ассоциации входят второстепенные и редкие: халькопирит, сфалерит, пирротин и самородное золото первой генерации. В технологических пробах количество арсенопирита оценивается в 0.8–1.2 %. Образует рассеянную или ориентированную вдоль сланцеватости вкрапленность идиоморфных метакристаллов игольчатой или тонкопризматической формы, часто имеющей ромбовидное сечение, постоянно встречается в срастании с пиритом.

Золото-герсдорфит-блеклорудная – вторая продуктивная ассоциация распространена, главным образом, в апоультрабазитовых сланцах, долеритах и метасоматитах по ним. Ведущий минерал в ассоциации – кобальтин-герсдорфит (рис. 4 ж), второстепенный – блеклая руда (тетраэдрит). Кобальтин-герсдорфит (Co, Ni, Fe) AsS – (Ni, Co, Fe) AsS – минерал, характерный для кварц-фукситкарбонатных метасоматитов, образованных по метабазитам и метаультрабазитам, достаточно широко распространен, но больших концентраций не образует. Включения самородного золота в герсдорфите имеют, как и в других сульфидах, очень мелкие размеры: от 0.5 до 8.0 мкм и размещаются, как правило, в срастании с включениями блеклой руды или в непосредственной близости от нее или от включений халькостибита и бурнонита.

Золото-бертьерит-антимонитовая ассоциация встречается в кварц-антимонитовых брекчиях. Основные минералы: пирит поздней генерации, арсенопирит и антимонит. В небольшом количестве отмечаются бертьерит, джемсонит, буланжерит, халькопирит, сфалерит и самородное золото третьей генерации, редкий минерал – самородная сурьма. Самородное золото в антимоните – гипидиоморфной формы (рис. 4 и).

Практически все самородное золото Попутнинского месторождения относится к разряду мелкого (размеры золотин 0.001–0.070 мм (рис. 4 з, и). При этом достаточно большой процент является тонкодисперсным (выделения менее 0.001 мм). Пробность самородного золота высокая (рис. 6 а), в среднем 949 ‰ основная примесь – ртуть (2.37–4.12 %), количество меди – незначительно (0.01–0.06 %).

Выполненные исследования показали, что минералообразование на месторождении – многостадийное. *Дорудная* стадия представлена хлоритизацией, карбонатизацией и окварцеванием вмещающих пород, предшествующих отложению основной массы сульфидов. С ней связана халькопирит-пиритовая минеральная ассоциация во главе с наиболее распространенным пиритом ранней генерации (рис. 4 г) и незначительным количеством ранних халькопирита, сфалерита и пирротина. *Рудная золото-кварц-сульфидная стадия* включает золото-арсенопирит-пиритовую, золото-герсдорфит-блеклорудную, золото-сульфидно-полиметаллическую и кварц-карбонатную.

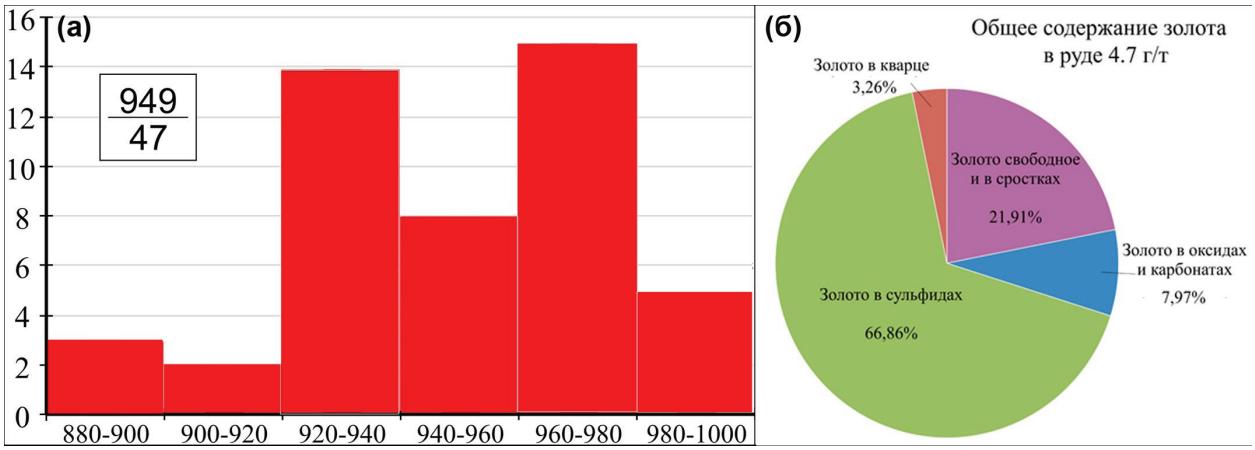


Рис. 6. Пробность (а) и формы нахождения самородного золота (б). По (Куйбида и др., 2019 ф)
Fig. 6. Fineness of gold (a) and forms of native gold (б). According to (Kuibida et al., 2019 f)

Завершался процесс минералообразования на месторождении самостоятельным *поздним этапом*, с которым связана золото-бертьерит-антимонитовая минеральная ассоциация.

Условия рудообразования

Результаты комплексного исследования флюидных включений показали (Дашкевич и др., 2011), что минералообразование на Попутнинском месторождении происходило с участием флюидов, характеризующихся системой $CO_2(\pm CH_4 \pm N_2)$–H_2O–NaCl–KCl ($\pm MgCl_2 \pm FeCl_2$). Флюид рудной стадии захватывался при температурах 190–150 °C и характеризуется высокой соленостью (от 10.5 до 12.5 мас. % NaCl-экв.). Формирование кварцевых жил с антимонитом происходило при температурах 220–130 °C и давлениях 0.62–1.3 кбар. Соленость раствора, достигает 23 мас. % NaCl-экв. В пострудный этап формирования секущих кварцевых жил и прожилков соленость раствора снижается и составляет 2–10.5 мас. % NaCl-экв. Температуры эвтектики водного раствора включений (-22 – -30 °C) указывают на изменение состава системы (CO_2–H_2O–NaCl–KCl), преобладающую роль в которой теперь играют хлориды натрия и калия.

Модель рудообразования

В результате выполненных исследований модель формирования месторождения Попутнинское представляется следующим образом. Основными поставщиками Au, As и Ag в рудообразующую систему могли служить диагенетические сульфиды в карбонат-терригенной толще рифейского возраста, а Cr, Sb, Ni, Co и Te – породы метапикробазальт-базальтовой ассоциации Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса. Региональный метаморфизм вмещающих вулканогенно-осадочных пород в условиях фации зеленых сланцев, стимулировал их перекристаллизацию, ремобилизацию и перераспределение сульфидов, с сохранением слоистой текстуры. В результате этого процесса вмещающие породы были рассланцованы и перекристаллизованы совместно с заключенными в них сульфидами. При этом происходила не только перекристаллизация сульфидов, но и высвобождение и миграция золота, мышьяка, серебра и других элементов. Полученные результаты соответствуют метаморфогенной модели формирования орогенных месторождений золота (Буряк, 1982; Goldfarb, Groves, 2015 et al.).

Заключение

Золотосульфидное месторождение Попутнинское – крупнейшее в Раздолинском рудном узле, расположенном в южной части Енисейского кряжа. Структурно-тектоническая позиция Попутнинского месторождения определяется его положением в зоне влияния крупного Мамонско-Рыбинского разлома, оперяющего Ишимбинский глубинный разлом, в осевой части Рыбинской горст-антиклинали, в тесной ассоциации с интрузивными телами метаультрабазитов. Рудовмещающие тальк-карбонат-хлоритовые сланцы представляют собой продукты метаморфизма метапикробазальт-базальтовой ассоциации Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса.

Пространственные границы месторождения определяется контурами участков распространения метасоматически измененных пород и зон прожилкового окварцевания, вмещающих золото-сульфидную минерализации. Распределение этих участков, в свою очередь, определяется зонами пликативных и дизъюнктивных дислокаций, определяющих собственно структуру этого месторождения. Морфологически рудные тела Попутненского месторождения представляют собой залежи – минерализованные золотосульфидные зоны дробления и рассланцевания, сложной линзовидно-ленточной формы.

Распределение золота в контурах рудных залежей – неравномерное. Широко развита кора выветривания, глубина которой колеблется в пределах 10–60 м. Первичные золотоносные руды содержат сульфиды в количестве от 3.4 до 11.2 %. Представлены руды двух различных геохимических типов: Au-As (в полях долеритов и углеродистых сланцев) и Au-As-Sb-Cr-Ni-Co (развитые вдоль контакта с метавулканитами основного состава). Самородное золото мелкое (0.001–0.070 мм) и высокопробное (936–969), в сульфидах – 40–60 %.

Рудообразующий флюид месторождения Попутнинское обнаруживает сходство с флюидами известных месторождений Енисейского кряжа: Олимпиадинское, Ведугинское и других (Неволько, 2009), и с флюидами орогенных месторождений золота (Ridley, Diamond, 2000).

Полученные результаты соответствуют метаморфогенной модели формирования орогенных месторождений золота (Буряк, 1982; Goldfarb, Groves, 2015 et al.).

Приведенная информация может найти применение в прогнозно-металлогенических построениях, поисках и оценках новых золоторудных месторождений на Енисейском кряже.

Литература

1. Буряк В. А. Метаморфизм и рудообразующие процессы. М. Изд-во: Наука, 1982. С. 157.
2. Дашкевич Е. Г., Неволько П. А., Тимкина А. Л. Минералого-геохимические особенности руд и физико-химические условия формирования Попутнинского золоторудного месторождения (Енисейский кряж) // Металлогения древних и современных океанов – 2011. Рудоносность осадочно-вулканогенных и гипербазитовых комплексов: Сб. науч. тр. XVII науч. молодежной школы. Миасс. Изд-во: Институт минералогии УрО РАН, 2011. С. 214–218.
3. Куйбида С. С., Кухаренко В. В, Анисимов И. А., Землянский С. А. Отчет по объекту: «Разведка золоторудных объектов Раздолинского рудного узла». Красноярск. 2019.
4. Неволько П. А. Геологические и физико-химические условия формирования сурьмяной минерализации на золоторудных месторождениях Енисейского кряжа: автореф. дис. к.г.-м.н. Новосибирск. Изд-во: ИГМ СО РАН, 2009. С. 16.
5. Ножкин А. Д., Борисенко А. С., Неволько П. А. Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2011. № 1. С. 124–143.
6. Савушкина С. И., Ахметвалеева Ю. З. Отчет о научно-исследовательской работе: «Характеристика вмещающих пород месторождения «Попутнинское»». Красноярск. Изд-во: ЗАО «Полюс», 2008.
7. Справка о состоянии и перспективах использования минерально-сырьевой базы Красноярского края на 15.03.2021 г. Санкт-Петербург. Изд-во: ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021.
8. Goldfarb R. J., Groves D. I. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time // Lithos. 2015. V. 233. P. 2–26. http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2015.07.011.
9. Ridley J. R., Diamond L. W. Fluid Chemistry of Orogenic Lode Gold Deposits and Implications for Genetic Models // SEG Reviews. 2000. V. 13. P. 141–162.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. 22. С. 413–417

Бруновскит – новый минерал Хибинских тундр

Паникоровский Т. Л., Яковенчук В. Н., Базай А. В., Бочаров С. Н., Гойчук О. Ф., Кривовичев С. В.
Федеральный исследовательский центр КНЦ РАН, Апатиты, t.panikorovskii@ksc.ru

Аннотация. Хибинский щелочной массив – настоящий минералогический клондайк. Со времени первых систематических исследований минералогии массива А. Е. Ферсманом было открыто 128 новых минералов. Важнейшими факторами минерального разнообразия выступают процессы миграции Na и перекристаллизации с образованием псевдоморфоз. Нами был описан новый минерал бруновскит, $NaZrSi_2O_6(OH)$. Минерал был установлен в альбитизированном пегматите в фойяитах г. Тахтарвумчорр. Минерал был образован в результате цепочки гидротермальных преобразований паракелдышита $Na_2ZrSi_2O_7$, сначала в келдышит, $NaZrSi_2O_6(OH)$, а затем его последующей перекристаллизации в бруновскит.

Ключевые слова: новый минерал, цирконосиликат, бруновскит.

Brunovskyite – a new mineral of the Khibiny tundras

Panikorovskii T. L., Yakovenchuk V. N., Bazai A. V., Bocharov S. N., Goichuk O. F., Krivovichev S. V.
FIC KSC RAS, 14 Fersmana St., 184203, Apatity, Russia, t.panikorovskii@ksc.ru

Abstract. The Khibiny alkaline massif is mineralogical Klondike. Since the first systematic studies of the massif mineralogy by A. E. Fersman, 128 new minerals have been discovered. The most important factors of mineral diversity are the processes of Na migration and recrystallisation with the formation of pseudomorphs. We have described a new mineral brunovskyite, $NaZrSi_2O_6(OH)$. The mineral was established in albitised pegmatite in foyaites of Takhtarvumchor. The mineral was formed as a result of a chain of hygrothermal transformations of $Na_2ZrSi_2O_7$ parakeldyshite, first into keldyshite, $NaZrSi_2O_6(OH)$, and then its subsequent recrystallisation into brunovskite.

Keywords: zirconosilicate, new mineral, brunovskyite.

Введение

Минерал найден в альбитизированных пегматитах в фойяитах горы Тахтарвумчорр, Хибинский щелочной массив, Кольский полуостров, Россия (GPS координаты 67°39'55.9 «N 33°33'15.9» E, пегматит N 53 в (Yakovenchuk et al., 2005). Альбитизированные пегматиты (мощностью до 6 м и длиной до 200 м) сложены тонкозернистым альбитом с реликтами измененного светло-коричневого эвдиалита (до 1 см в диаметре), пластинками микроклина (до 3 см длиной), призматическими кристаллами арфведсонита (до 4 см длиной), уплощенно-призматическими кристаллами астрофиллита (до 5 см длиной), лучистыми агрегатами черных радиально-лучистых кристаллов эгирина (до 2 см длиной). Последние часто пронизаны тонкими графитовыми пластинками. В пегматите также были встречены линзовидные скопления (до 1 × 0.50 м) светло-зеленого сахаровидного фторапатита с включениями уплощенно-призматических кристаллов энигматита (до 3 см длиной), пластинчатых кристаллов молибденита, ильменита и пирротина (до 7 мм в диаметре), красновато-оранжевых призматических кристаллов ловенита (до 3 мм длиной), лучистых агрегатов волокнистого чирвинскита. Пирротиновые ламели частично замещены пиритом, марказитом и гетитом. В составе полевошпатовых агрегатов встречаются зерна галенита (до 5 мм) и сфалерита (до 1 см).

Белые порошкообразные агрегаты или отдельные пластинки молочного цвета (до 2 мм) бруновскита с реликтами эвдиалита (рис. 1), были ранее описаны А. П. Хомяковым (Хомяков, 1990) как фаза M34.

Минерал (бруновскит) назван в честь советского кристаллографа Бруновского Бруно Карловича (1900–1938), инженера лаборатории Вернадского в Ломоносовском институте РАН. Бруновский решил первую в СССР кристаллическую структуру (Brunowsky, 1936).

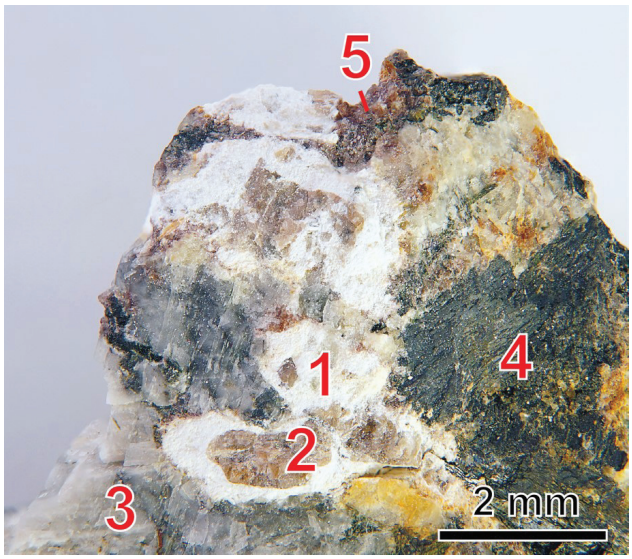


Рис. 1. Белые порошкообразные агрегаты бруновскита (1) окаймляют паракелдышит (2) в альбитизированном (3) с энигматитом (4), реликтами эвдиалита (5) в эвдиалит-эгирин-микроклиновом пегматите в фойяите горы Тахтарвумчорр

Fig. 1. White powder-like aggregates of brunovskyite (1) rims around parakeldyshite (2) in the from albitized (3) eudyalite-aegirine-microcline pegmatite in foyaite of Mt. Takhtarvumchorr with aenigmatite (4), eudyalite relics (5) in brunovskyite

Материалы и методы

Химический анализ бруновскита проводился с помощью электронного микрозонда Cameca MS-46 (режим WDS, 20 кВ, 20–30 нА, диаметр пучка 10 мкм). Средние результаты анализов 8 различных кристаллов (по пять пятен на каждый кристалл – всего 40 анализов) приведены в табл. 1. Присутствие H_2O подтверждалось наличием в спектре комбинационного рассеяния полос, соответствующих колебаниям O-H.

Спектр комбинационного рассеяния бруновскита получен на спектрометре Horiba Jobin-Yvon LabRam HR 800, оснащенном лазером Ar 514 нм и CCD-детектором. Интерпретация наблюдаемых полос приведена в соответствии с другими Zr-Si минералами (Yakovenchuk et al., 2019; Kabanova et al., 2020).

Монокристальный рентгеноструктурный анализ был выполнен на дифрактометре Rigaku XtaLAB Synergy-S (ЦКП ФИЦ КНЦ РАН) с использованием Mo*K*α-излучения (0.71073 Å). Структура бруновскита решена с точностью до $R_1 = 0.081$ для 1014 независимых отражений с $Fo > 4\sigma(Fo)$ с помощью программы Olex2 (Dolomanov et al., 2009) с использованием SHELXT (Sheldrick, 2015). Изображение кристаллической структуры было получены с помощью программы VESTA 3 (Momma and Izumi, 2011).

Результаты и обсуждение

Химический состав бруновскита приведён в таблице 1.

Таблица 1. Химический состав (мас. %) бруновскита
Table 1. Chemical data (wt. %) for brunovskite

Оксид	Среднее	Ст. откл.	Min	Max	Стандарт
Na_2O	10.31	0.67	9.35	11.32	лоренценит
SiO_2	42.49	0.59	41.82	43.26	диопсид
K_2O	0.09	0.04	0.06	0.21	вадеит
CaO	0.26	0.58	0.21	0.34	диопсид
TiO_2	0.16	0.09	0.05	0.34	лоренценит
ZnO	0.21	0.08	0.12	0.33	сфалерит
ZrO_2	41.87	0.62	40.75	42.65	$ZrSiO_4$
HfO_2	0.70	0.58	0.60	0.84	металлический Hf
H_2O*	3.45				
Сумма	99.54				

Примечание. *рассчитано в соответствии с расчётом баланса локальной валентности.

Эмпирическая формула, рассчитанная на основе O = 7 к/ф. такова:

$(Na_{0.94}Ca_{0.01}K_{0.01}Zn_{0.01})_{\Sigma 0.97}(Zr_{0.96}Hf_{0.01}Ti_{0.01})_{\Sigma 0.98}Si_{2.00}[O_{5.91}OH_{1.09}]_{7.00}$ или $NaZrSi_2O_6(OH)$ в упрощённом виде.

Спектр комбинационного рассеяния бруновскита приведён на рис. 2. Интенсивные полосы при 97, 122, 154, 176, 189 см$^{-1}$ были отнесены к решёточным модам колебаний. Полосы в диапазоне 200–300 см$^{-1}$ отнесены к деформационным колебаниям Zr–O связей в ZrO_6 октаэдрах. Полосы при 333, 369, 400, 420, 454, 470 см$^{-1}$ отнесены к смешанным модам валентных колебаний Zr–O связей, а также валентных колебаний Si–O связей. Полосы 861, 906, 915, 937, 1021 см$^{-1}$ относятся к асимметричным валентным колебаниям Si–O–Si связей в Si_2O_7 группах, а полосы 669, 730 см$^{-1}$ – к их симметричным модам колебаний (Паникоровский и др., 2022). Полосы при 518, 540, 606 см$^{-1}$ отнесены к асимметричным деформационным колебаниям связей Si-O. Наличие полосы при 3324 см$^{-1}$, соответствует валентным колебаниям O–H связей.

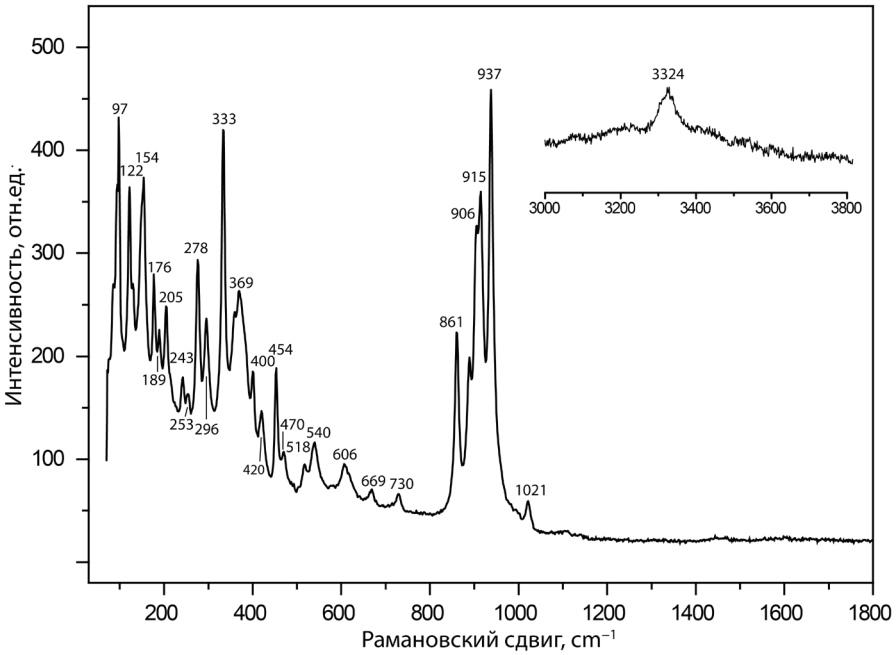


Рис. 2. КР-спектр бруновскита
Fig. 2. Raman spectrum of brunovskite

Кристаллическая структура бруновскита принадлежит к новому структурному типу неорганических соединений. Микропористая структура состоит из сложного гетерополиэдрического псевдослоистого каркаса (рис. 3а) с полостями, заселенными катионами Na^+ (рис. 3б). В основе структуры бруновскита лежат гетерополиэдрические (H) слои (рис. 3с), которые ранее наблюдались в кристаллической структуре сейдозерита (Симонов и Белов, 1960). Слои с такой же топологией, состоящие из октаэдрах ZrO_6 связанных общими вершинами с силикатными диортогруппами (Si_2O_7), также встречаются во многих титаносиликатах (Sokolova and Cámara, 2017). *H*-слои укладываются перпендикулярно оси *c*, а соседние слои соединяются через общие ребра Zr-октаэдров, что приводит к образованию димеров Zr_2O_{10} (рис. 3d). Основные каналы, пригодные для миграции ионов, проходят вдоль направления [-101] с эффективной шириной канала 2.21 × 2.84 Å (McCusker et al., 2003).

Кристаллическая структура содержит два симметрично независимых тетраэдра Si. Средние длины связей для тетраэдров <Si1-O> и <Si2-O> составляют 1.624 и 1.609 Å, соответственно. Zr находится в октаэдрической координации со средними расстояниями <Zr-O> 2.101Å. Позиция Na1 в структуре бруновскита 8-координирована со средними длинами <Na-O> связей составившими 2.585 Å. Уточненная заселенность позиции Na1 составила 1.00.

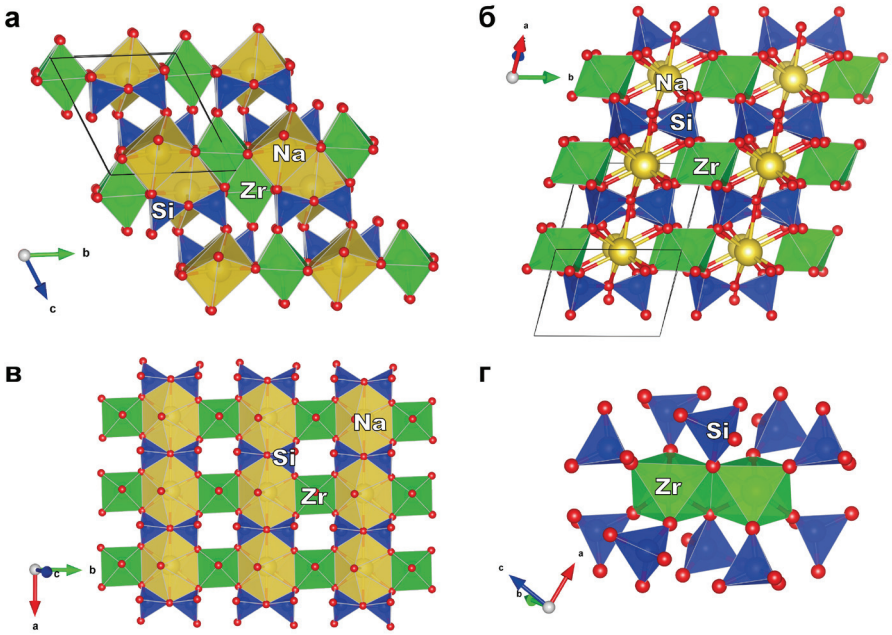


Рис. 3. a – Кристаллическая структура бруновскита: проекция вдоль оси a; b – общий вид; c – цирконосиликатный гетерополиэдрический слой; d – локальная координация димеров Zr_2O_{10}
Fig. 3. a – Crystal structure of brunovskite: projection along *a* axis; b – general view; c – zirconosilicate heteropolyhedral layer; d – local coordination of the Zr_2O_{10} dimers

По данным локального баланса валентности (BVS) (табл. 2) позиция O7 (1.11 в. е.) заселен (OH)-группой.

Таблица 2. Анализ локальной валентности (в валентных единицах, в. е.) в кристаллической структуре бруновскита, рассчитанный с использованием параметров валентности связей из (Brese and O'Keeffe, 1991).

Table 2. Bond-valence analysis (in valence units, v.u.) in the crystal structure of brunovskite calculated using bond valence parameters from (Brese and O'Keeffe, 1991).

атом	Zr1	Si1	Si2	Na1	∑
O1	0.86	1.01			1.87
O2	0.85	0.98		0.13	1.96
				0.13	
O3	0.67	1.02		0.19	2.01
				0.04	
O4		0.99	1.09	0.07	2.19
O5	0.75		1.08	0.22	2.05
	0.44				
O6	0.43		1.01	0.08	1.96
O7*			0.97	0.25	1.11
∑	4.00	4.00	4.15	1.11	

Примечание. *Позиция O7 соответствует OH-группе.

Заключение

Проведено исследование кристаллохимии нового минерала бруновскита. Установлено, что бруновскит, $NaZrSi_2O_6(OH)$, обладает новым типом кристаллической структуры. Образование бруновскита, вероятно, обусловлено преобразованием более раннего эвдиалита высоконатриевыми гидротермальными растворами в ходе альбитизации фойяитов и их пегматитов. Образование бруновскита происходит вследствие гидратации первичного паракелдышита по схеме: $Na_2ZrSi_2O_7$ (паракелдышит) → $Na_3HZr_2[Si_2O_7]_2$ (келдышит) → $NaZrSi_2O_6(OH)$ (бруновскит). Что интересно, преоб-

разование паракелдышита в келдышит является трансформационным, тогда как образование бруновскита происходит в результате перекристаллизации вещества с образование псевдоморфоз.

Благодарности

Исследования проводились в рамках научной темы ФИЦ КНЦ РАН FMEZ-2025-0046.

Литература

1. Паникоровский Т. Л., Калашникова Г. О., Яковенчук В. Н., Базай В., Грязнова Д. В., Кривовичев С. В. Механизм вхождения Pb^{2+} и Cd^{2+} в кристаллическую структуру мурманита $Na_2Ti_2(Si_2O_7)O_2 \cdot 2H_2O$ // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2022. № 19. С. 275–278.
2. Хомяков А. П. Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород. 1990. М. С. 1–200.
3. Brunowsky B. K. Die Struktur des Katapleits ($Na_2ZrSi_3O_9 \bullet 2H_2O$) // Acta Physicochimica URSS. 1936. V. 5. P. 863–892.
4. Kabanova N. A., Panikorovskii T. L., Shilovskikh V. V., Vlasenko N. S., Yakovenchuk V. N., Aksenov S. M., Bocharov V. N. and Krivovichev S. V. The $Na_{2-n}H_n[Zr(Si_2O_7)] \cdot mH_2O$ Minerals and Related Compounds (n = 0–0.5; m = 0.1): Structure Refinement, Framework Topology, and Possible Na^+-Ion Migration Paths // Crystals. 2020. V. 10, No 11. P. 1016.
5. McCusker L. B., Liebau F. and Engelhardt G. Nomenclature of structural and compositional characteristics of ordered microporous and mesoporous materials with inorganic hosts // Microporous and Mesoporous Materials. 2003. V. 58. P. 3–13.
6. Momma K. and Izumi F. ESTA 3 for three-dimensional visualization of crystal, volumetric and morphology data // Journal of Applied Crystallography. 2011. V 44. P. 1272–1276.
7. Sheldrick G. M. Crystal structure refinement with SHELXL // Acta Crystallographica Section C Structural Chemistry. 2015. V. 71. P. 3–8.
8. Simonov V. I. and Belov N. V. The determination of the crystal structure of seidozerite // Soviet Physics – Crystallography. 1960. V. 4. P. 146–157.
9. Sokolova E. and Cámara F. The seidozerite supergroup of TS-block minerals: nomenclature and classification, with change of the following names: rinkite to rinkite-(Ce), mosandrite to mosandrite-(Ce), hainite to hainite-(Y) and innelite-1T to innelite-1A // Mineralogical Magazine. 2017. V. 81. P. 1457–1484.
10. Yakovenchuk V. N., Ivanyuk G. Y., Pakhomovsky Y. A. and Men'shikov Y. P. Khibiny. P. // Laplandia minerals, 2005. Apatity. 462 p.
11. Yakovenchuk V., Pakhomovsky Y., Panikorovskii T., Zolotarev A., Mikhailova J., Bocharov V., Krivovichev S. and Ivanyuk G. Chirvinskyite, $(Na,Ca)_{13}(Fe,Mn,\square)_2(Ti,Nb)_2(Zr,Ti)_3(Si_2O_7)_4(OH,O,F)_{12}$, a New Mineral with a Modular Wallpaper Structure, from the Khibiny Alkaline Massif (Kola Peninsula, Russia) // Minerals. 2019. V. 9, No 14. P. 219.

Оглавление

Предисловие главного редактора 3

Мыскова Т. А., Филиппов Н. Б., Львов П. А. Первые U-Pb по циркону данные о возрасте габбро-диоритовых даек Кейвского домена Фенноскандинавского щита 4
Myskova T. A., Filippov N. B., Lvov P. A. First U-Pb zircon age data for gabbro-dioritic dykes of the Keivsky domain of the Fennoscandinavian Shield 4

Криволуцкая Н. А., Гонгальский Б. И., Свирская Н. М., Кузьмин Д. В. Породообразующие минералы норильских рудоносных интрузивов как показатели петро- и рудогенеза 14
Krivolutskaya N. A., Gongalsky B. I., Svirskaya N. M., Kuzmin D. V. Title Rock-forming minerals of Norilsk ore-bearing intrusions as indicators of petro- and ore genesis 14

Арестова Н. А., Егорова Ю. С., Чекулаев В. П., Кучеровский Г. А. Неоархейские базиты Центрально-Карельского домена Карельской провинции Фенноскандинавского щита (р-н озёр Кадилампи-Куслокки) 23
Arestova N. A., Egorova Yu. S., Chekulaev V. P., Kucherovsky G. A. Neoarchean basites of the Central Karelian domain of the Karelian Province of the Fennoscandian Shield (Kadilampi-Kuslokki district) 23

Бубликова Т. М., Сеткова Т. В., Дрожжина Н. А., Некрасов А. Н., Балицкий В. С. Экспериментальное исследование реакции взаимодействия малахита с растворами аммиака 31
Bublikova T. M., Setkova T. V., Drozhzhina N. A., Nekrasov A. N., Balitsky V. S. Experimental investigation of the reaction of malachite with ammonia solutions 31

Валькова С. А. Оценка экологического состояния водоемов в зоне влияния железорудного предприятия по показателям зообентоса 37
Valkova S. A. Assessment of the ecological state of lakes in the zone of influence of a mining enterprise by zoobenthos 37

Вашков А. А., Алфертьев Н. Л., Шилкина Ю. Н., Носова О. Ю., Коваленко Н. А., Сергиенко Д. Д. Ледниковые гряды на склонах низких гор Кольского региона: морфология, строение, генезис 41
Vashkov A. A., Alfertiev N. L., Nosova O. Yu., Shilkina Yu. N., Kovalenko N. A., Sergienko D. D. Glacial ridges on the slopes of low mountains of the Kola region: morphology, structure, genesis 41

Вихоть А. Н. Оценка параметров сезонного промерзания и оттаивания горных пород на оползневом склоне в долине р. Воркута 52
Vikhot A. N. Estimation of parameters of seasonal rocks freezing and thawing on a landslide slope in the Vorkuta River valley 52

Григорьева С. Б., Балтыбаев Ш. К. Петрохимические особенности пород куркиёкского норит-эндербитового комплекса Северного Приладожья и состав исходного расплава 58
Grigorieva S. B., Baltybaev Sh. K. Petrochemical features of rocks of the Kurkijoki norite-enderbite complex of the Northern Ladoga region and the composition of the initial melt 58

Даувальтер В. А., Адамская П. Н., Банникова Ю. М., Слуковский З. И., Елизарова И. Р. Микроэлементный состав поверхностных вод острова Кильдин, Мурманская область 64
Dauvalter V. A., Adamskaya P. N., Bannikova Yu. M., Slukovski Z. I., Elizarova I. R. Microelement composition of surface waters of Island Kildin, Murmansk Region 64

Денисова Ю. В. Петрохимические особенности гранитов Приполярного Урала 75
Denisova Yu. V. Petrogeochemical features of granites of the Subpolar Urals 75

Душевина Е. С., Шевченко А. В., Иванчукова Н. В., Селезнев А. А. Количество техногенного материала и его состав в современных осадках городской территории 84
Dushevina E. S., Shevchenko A. V., Ivanchukova N. V., Seleznev A. A. The amount of technogenic particles and its composition in modern sediments of urban areas 84

Забавчик Н. И., Михайлова Ю. А., Пахомовский Я. А. Новое о минералогии Контозерского вулкано-плутонического комплекса (Кольский п-ов, Россия)..... 91
Zabavchik N. I., Mikhailova J. A., Pakhomovsky Ya. A. New information about the mineralogy of the Kontozero complex (Kola Peninsula, Russia) 91

Иванчукова Н. В., Селезнев А. А., Шевченко А. В. Снегогрязевая пульпа как объект для получения геоэкологической информации об урбанизированной территории..... 100
Ivanchukova N. V., Seleznev A. A., Shevchenko A. V. Snow-dirt sludge as an object for obtaining information on an urban environment..... 100

Калинин А. А., Савченко Е. Э. Процессы замещения минералов серебра и меди в рудах Оленинского золото-серебряного месторождения (пояс Колмозеро-Воронья) 106
Kalinin A. A., Savchenko Ye. E. Replacement of silver and copper minerals in the Oleninskoe gold-silver deposit..... 106

Корсаков А. В., Подугольникова Е. Е., Демин С. П., Михайленко Д. С., Гудимова А. И., Агашева Е. В., Одинаев Ш. А., Гадоев М. Л. К вопросу о возможности обнаружения кристаллов алмаза в глубинных ксенолитах трубки взрыва «Эклогитовая» (Восточный Памир) 115
Korsakov A. V., Podugolnikova E. E., Demin S. P., Mikhailenko D. S., Gudimova A. I., Agasheva E. V., Odinaev S. A., Gadoev M. L. The possibility of finding diamond crystals in deep xenoliths from the «Eclogitovaya» pipe (Eastern Pamir) 115

Косова А. Л., Николаева С. Б., Денисов Д. Б. Условия формирования донных отложений безымянного озера в районе палеосейсмодислокации «Чуна» (по результатам диатомового и литологического анализов)..... 124
Kosova A. L., Nikolaeva S. B., Denisov D. B. Paleoecology of the of bottom sediments of an unnamed lake in the paleoseismic dislocation «Chuna» area (according to diatom and lithological analysis) 124

Кухарик Е. А. Вклад академика Г. И. Горецкого в развитие геологических исследований в Беларуси: к 125-летию со дня рождения..... 130
Kukharik E. A. Academician G.I. Goretsky's contribution to the development of geological research in Belarus: on the 125th anniversary of his birth..... 130

Лазарева Е. В., Шарыгин В. В., Ращенко С. В., Толстов А. В., Жмодик С. М. Кристаллические включения в Ba-Fe-титанатах и цирконе сидеритовых пород массива Томтор, Республика Саха (Якутия): ключ к пониманию их генезиса 135
Lazareva E. V., Sharygin V. V., Rashchenko S. V., Tolstov A. V., Zhmodik S. M. Crystal inclusions in Ba-Fe titanates and zircon from siderite rocks of Tomtor massif, Sakha Republic (Yakutia): a key to understanding of their genesis 135

Легенькова А. М., Базай А. В., Паникоровский Т. Л. Атакамит и йодаргирит рудного поля Пюи де Фоль..... 146
Legenkova A. M., Bazai A. V., Panikorovskii T. L. Atacamite and Iodargyrite of the Puy de Fol Ore Field..... 146

Михайленко Д. С., Подугольникова Е. Е., Одинаев Ш. А., Гадоев М. Л., Корсаков А. В. Флюоритовая минерализация глубинных ксенолитов Восточного Памира..... 151
Mikhailenko D. S., Podugolnikova E. E., Odinaev S. A., Gadoev M. L., Korsakov A. V. Fluorite mineralization of deep-seated xenoliths of the Eastern Pamir 151

Перькова Е. Н., Селезнев А. А., Панкрушина Е. А. Метод определения микропластика в современных осадках городской территории 156
Perkova E. N., Seleznev A. A., Pankrushina E. A. Method for the identification of microplastics in urban contemporary sediments 156

Подугольникова Е. Е., Корсаков А. В., Михайленко Д. С., Одинаев Ш. А., Гадоев М. Л. Минералого-геохимические особенности кианитсодержащих ксенолитов из трубки взрыва «Эклогитовая» (Восточный Памир) 164
Podugolnikova E. E., Korsakov A. V., Mikhailenko D. S., Odinaev S. A., Gadoev M. L. Mineralogical and Geochemical Features of Kianite-Bearing Xenoliths from the «Eclogitovaya» volcanic pipe (the Eastern Pamir) 164

Селиванова Е. А., Лялина Л. М., Пахомовский Я. А., Яковенчук В. Н. Нептунит из Ловозерского массива, Кольский полуостров 173
Selivanova E. A., Lyalina L. M., Pakhomovsky Y. A., Yakovenchuk V. N. Neptunite from the Lovozero massif, Kola peninsula, Russia 173

Сидоров М. Ю., Рыбникова Я. А. Новые поступления в коллекцию Музея геологии и минералогии им. И. В. Белькова (ГИ КНЦ РАН) в 2024 г. 182
Sidorov M. Yu., Rybnikova Y. A. New arrivals in I.V. Belkov's Museum of Geology and Mineralogy (GI KSC RAS) in 2024 182

Слуковский З. И. Эколого-геохимические особенности современных отложений озера Рахкалампи (город Суоярви, Карелия) 187
Slukovski Z. I. Environmental and geochemical features of modern sediments of Lake Rakhkalampi (town of Suoyarvi, Karelia) 187

Соловьёва А. Н., Зозуля Д. Р., Савченко Е. Э. Морфология и химический состав редкоземельных фосфатов в гематитовых жилах мыса Корабль, Кольский п-ов 194
Solovjeva A. N., Zozulya D. R., Savchenko E. E. Morphology and chemical composition of REE phosphates from hematite veins of the Cape Korabl', Kola Peninsula 194

Стрельников М. В., Япаскурт В. О., Бритвин С. Н., Плетнёв П. А., Пеков И. В. Гачингит $Au(Te_{1-x}Se_x)$ из Озерновского золоторудного месторождения (Камчатка) 202
Strelnikov M. V., Yapaskurt V. O., Britvin S. N., Pletnev P. A., Pekov I. V. Gachingite $Au(Te_{1-x}Se_x)$ from the Ozernovskoe gold deposit (Kamchatka) 202

Удоратина О. В., Вирюс А. А., Козырева И. В. Монациты Большетурупьинского проявления (Северный Урал): Th-U-Pb данные 207
Udoratina O. V., Viryus A. M., Kozyreva I. V. Monazites of the Bolsheturupinsky occurrence (Northern Urals): Th-U-Pb data 207

Усольцева А. Е., Балтыбаев Ш. К. Метаморфизм пород Кичанской структуры в составе архейского Тикшеозерского зеленокаменного пояса (Беломорский подвижный пояс, Фенноскандинавский щит) 213
Usoltseva A. E., Baltybaev S. K. Metamorphism of rocks of the Kichany structure in the Archean Tiksheozero Greenstone Belt (Belomorian mobile belt, Fennoscandinavian shield) 213

Ходоревская Л. И., Косова С. А., Вирюс А. А. Вынос и переотложение компонентов при парциальном плавлении и высокотемпературном метасоматозе габбро-анортозитов. Экспериментальные исследования 220
Khodorevskaya L. I., Kosova S. A., Viryus A. A. Removal and redeposition of components during partial melting and high-temperature metasomatism of gabbro-anorthosites. Experimental studies 220

Чефранова А. В., Левицкая Л. А., Григорьева А. В. Индикаторные характеристики детритовых минералов из руслового аллювия р. Кубань в пределах Кубанского тектонического блока Большого Кавказа 227
Chefranova A. V., Levitskaya L. A., Grigorieva A. V. Indicator characteristics of detrital minerals from the channel alluvium of the Kuban River within the Kuban tectonic block of the Greater Caucasus 227

Шалунова Е. П., Весман А. В., Морозова Е. И., Слуковский З. И., Шебеста А. А. Сравнение содержания микропластика в озёрах Мурманска и Териберки 237
Shalunova E. P., Vesman A. V., Morozova E. I., Slukovskii Z. I., Shebesta A. A. Comparison of microplastic content in lakes of Murmansk and Teriberka 237

Васильева Т. И., Дьяконов А. Д. Гипергенные минералы в условиях разработки месторождения габбро-долерита Тит-Ары, Центральная Якутия 240
Vasileva T. I., Dyakonov A. D. Hypergene minerals in the development conditions of the Tit-Ary gabbro-dolerite deposit, Central Yakutia 240

Адамская П. Н., Слуковский З. И., Даувальтер В. А. Особенности гранулометрического состава современных отложений озер полуостровов Рыбачий и Средний (Мурманская область) 245
Adamskaya P. N., Slukovski Z. I., Dauvalter V. A. Features of the grain size composition of modern sediments in the lakes of the Rybachy and Sredny peninsulas (Murmansk region) 245

Спивак А. В., Искрина А. В., Сеткова Т. В., Захарченко Е. С., Вирюс А. А. Стабильность соединения $GaGeO_3OH$ при барическом воздействии (до 30 ГПа) по данным КР-спектроскопии 252
Spivak A. V., Iskrina A. V., Setkova T. V., Zakharchenko E. S., Virus A. A. Stability of the $GaGeO_3OH$ compound at high pressure (up to 30 GPa) according to Raman spectroscopy data..... 252

Спивак А. В., Искрина А. В., Сеткова Т. В., Хасанов С. С., Кузьмин А. В., Захарченко Е. С., Вирюс А. А. Синтез и структурные характеристики нового соединения $GaGeO_3OH$ – аналога фазы Эгг $AlSiO_3OH$..... 260
Spivak A. V., Iskrina A. V., Setkova T. V., Khasanov S. S., Kuzmin A. V., Zakharchenko E. S., Viryus A. A. Synthesis and structural characteristics of a new compound $GaGeO_3OH$ – an analogue of the Egg phase $AlSiO_3OH$ 260

Филина М. И. Особенности химического состава минералов надгруппы апатита из интрузии Нива (Кольский полуостров) 266
Filina M. I. Chemical composition of the apatite supergroup minerals from the Niva intrusion (Kola Peninsula) 266

Михайлова Ю. А., Пахомовский Я. А, Селиванова Е. А., Лялина Л. М. Минералы группы ловозерита из Ловозерского щелочного массива (Кольский полуостров)..... 270
Mikhailova J. A., Pakhomovsky Ya. A., Selivanova E. A., Lyalina L. M. Lovozerite-group minerals from the Lovozero massif (Kola Peninsula) 270

Сеткова Т. В., Спивак А. В., Кузюра А. В., Искрина А. В., Захарченко Е. С., Вирюс А. А. Высокобарный синтез Ge-аналогов оливина (α-Mg_2GeO_4) и шпинели (γ-Mg_2GeO_4)..... 277
Setkova T. V., Spivak A. V., Kuzyura A. V., Iskrina A. V., Zakharchenko E. S., Viryus A. A. High-pressure synthesis of Ge analogues of olivine (α-Mg_2GeO_4) and spinel (γ-Mg_2GeO_4)..... 277

Стешенко Е. Н., Чащин В. В., Гладкочуб Е. А. Геохимические особенности и возраст (U-Pb, ID-TIMS) циркона Кандалакшского габбро-анортозитового массива..... 283
Steshenko E. N., Chashchin V. V., Gladkochub E. A. Geochemical features and age (U-Pb, ID-TIMS) of zircon from the Kandalaksha gabbro-anorthosite massif..... 283

Козлов Н. Е., Сорохтин Н. О., Мудрук С. В. Использование методики сравнения состава супракрустальных толщ для стратиграфических корреляций реннедокембрийских комплексов (на примере Кейвского домена)..... 287
Kozlov N. E., Sorokhtin N. O., Mudruk S. V. Using the method of comparing the composition of supracrustal units for stratigraphic correlations of Precambrian complexes (an example for the Keivy domain) 287

Рубцова Е. А., Акинфиев Н. Н., Тагиров Б. Р. Экспериментальное исследование распределения золота и цинка между паром и жидкостью при 300–350 °С..... 294
Rubtsova E. A., Akinfiev N. N., Tagirov B. R. Experimental study of the distribution of gold and zinc between vapor and liquid at 300–350 °C 294

Бондарь И. В., Маринин А. В. Поле напряжений Кольского региона с северо-восточным направлением максимального горизонтального сжатия..... 300
Bondar I. V., Marinin A. V. North-Eastern compression stress field of the Kola region 300

Лобанов К. В., Чичеров М. В. Защита природных ресурсов Русского Севера в средние века ... 306
Lobanov K. V., Chicherov M. V. Protection of the natural resources of the Russian North in the middle ages 306

Каулина Т. В., Анисимов Р. Л., Кунаккузин Е. Л., Балтыбаев Ш. К., Нерович Л. И. Механизм образования гранофировых пород массива Ярва-Варака (Мончегорский рудный район, Кольский полуостров): Sm-Nd и Rb-Sr системы и термодинамическое моделирование 331
Kaulina T. V., Anisimov R. L., Kunakkuzin E. L., Baltybaev Sh. K., Nerovich L. I. Mechanism of granophyre rocks formation of the Yarva-Varaka massif (Monchegorsk ore district, Kola Peninsula): Sm-Nd and Rb-Sr systems and thermodynamic modeling..... 331

Верченко П. А., Сеткова Т. В., Спивак А.В., Захарченко Е.С. Спектроскопия комбинационного рассеяния синтетического Co-содержащего турмалина 340
Verchenko P. A., Setkova T. V., Spivak A. V., Zakharchenko E. S. Raman spectroscopy of synthetic Co-bearing tourmaline 340

Григорьева А. В., Волков А. В., Проскурнин В. Ф. Редкие минералы Pb-Zn рудопроявления Загадочное, Таймыроозерский рудный район (Центральный Таймыр) 345
Grigoryeva A. V., Volkov A. V., Proskurnin V. F. Rare Pb-Zn minerals of the Zagadochnoe ore occurrence, Taimyroozersky ore district (Central Taimyr) 345

Костюк А. В., Горбачев Н. С., Новиков М. П., Некрасов А. Н., Султанов Д. М. Экспериментальные исследования фазовых соотношений и распределения элементов при взаимодействии базальта с мергель-ангидритовой породой..... 352
Kostyuk A. V., Gorbachev N. S., Novikov M. P., Nekrasov A. N., Soultanov D. M. Experimental studies of phase relations and element distribution during interaction of basalt with marl-anhydrite rock 352

Кучеровский Г. А., Арестова Н. А., Климова Е. В. Особенности никелевой минерализации в мезоархейских коматиитах Золотых порогов (Каменноозерская структура) 361
Kucherovsky G. A., Arestova N. A., Klimova E. V. Features of Ni-mineralization in Mesoarchean komatiites of the Zolotye Porogi area (Kamennoozerskaya structure) 361

Кожемяченко А. А.,Селезнев А. А. Оценка загрязнения тяжелыми металлами территорий городов Челябинска и Магнитогорска..... 369
Kozhemyachenko A. A., Seleznev A. A. Assessment of heavy metal pollution in the cities of Chelyabinsk and Magnitogorsk 369

Чижова И. А., Петроченков Д. А. Особенности распределения содержаний элементов-примесей в кристаллах касситерита месторождений олово-грейзенового промышленного типа ... 378
Chizhova I. A., Petrochenkov D. A. Features of elements-impurity contents distribution in cassiterite crystals from industrial tin-greisen deposits ... 378

Баянова Т. Б., Дрогобужская С. В., Кунаккузин Е. Л., Стешенко Е. Н., Докукина К. А., Huber M. A., Данилина В. Г., Данилин К. П., Елизаров Д. В. Древнейшие породы фундамента и внеземное вещество Центрально-Кольского и Мурманского мегаблоков (С-В части Фенноскандинавского щита, Арктический регион): новые U-Pb и LA-ICP-MS данные ... 384
Bayanova T. B., Drogobuzhskaya S. V., Kunakkuzin E. L., Steshenko E. N., Dokukina K. A., Huber M. A., Danilina V. G., Danilin K. P., Elizarov D. V. The oldest rock types of the foundation and extraterrestrial material of the Central-Kola and Murmansk megablocks (northwestern part of the Fennoscandian Shield of the Arctic region): new U-Pb and LA-ICP-MS data ... 384

Мягков Д. С. Изучение особенностей напряжённого состояния коры в области внедрения крупных интрузий методом численного моделирования ... 394
Myagkov D. S. The crust stress state features study in the area of introduction of large intrusions by the numerical modeling method ... 394

Козлов Н. Н. Региональное положение и геолого-структурные особенности Попутнинского золоторудного месторождения (Енисейский кряж) ... 403
Kozlov N. N. Regional location and geological and structural features of the Poputninskoye gold deposit (Yenisei Ridge) ... 403

Паникоровский Т. Л., Яковенчук В. Н., Базай А. В., Бочаров С. Н., Гойчук О. Ф., Кривовичев С. В. Бруновскит – новый минерал Хибинских тундр ... 413
Panikorovskii T. L., Yakovenchuk V. N., Bazai A. V., Bocharov S. N., Goichuk O. F., Krivovichev S. V. Brunovskyite – a new mineral of the Khibiny tundras ... 413

Научное издание

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН
№ 22, 2025

Печатается по решению Ученого совета ГИ КНЦ РАН
Выходит 1 раз в год

Технический редактор, компьютерная верстка Л. Д. Чистякова

Подписано в печать 07.11.2025. Дата выхода 14.11.2025.
Усл. печ. листов 49.17. Заказ №3. Тираж 100 экз.

Учредитель и издатель: Геологический институт – обособленное подразделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра "Кольский научный центр Российской академии наук" (ГИ КНЦ РАН)
184209, ул. Ферсмана д. 14, г. Апатиты, Мурманская область
Оригинал-макет: ГИ КНЦ РАН
Типография: Редакционно-издательский отдел ФИЦ КНЦ РАН
184209, ул. Ферсмана д. 14, г. Апатиты, Мурманская область