ISSN 2074-2479

Труды

Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН

2021 № 18



70 лет

Геологический институт Кольского научного центра Российской академии наук

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

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ТРУДЫ ФЕРСМАНОВСКОЙ НАУЧНОЙ СЕССИИ ГИ КНЦ РАН

№18, 2021

Апатиты
2021

Научный журнал
Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН
№ 18, 2021

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

Редакционный совет
д.г.н., профессор В.А. Даувальтер, к.г.-м.н. А.О. Калашников, д.х.н. А.М. Калинкин,
д.г.-м.н. Т.В. Каулина, к.г.-м.н. Ю.А. Михайлова, к.г.-м.н. А.В. Мокрушин, к.г.-м.н. С.В. Мудрук,
к.г.-м.н. С.Б. Николаева, к.ф.-м.н. А.Б. Раевский, к.г.-м.н. Т.В. Рундквист, к.г.-м.н. А.Н. Шевцов

ISSN 2074-2479

Адрес редакции: 184209, Ферсмана 14, г. Апатиты, Мурманская область
тел. (81555)79646
E-mail: fersman@geoksc.apatity.ru

Электронная версия: http://geoksc.apatity.ru/index.php/fersmanall
© Коллектив авторов, 2021
© Геологический институт Кольского научного центра РАН, 2021

Предисловие главного редактора

Уважаемые коллеги!

5–6 апреля 2021 г. состоялась XVIII Всероссийская (с международным участием) Ферсмановская научная сессия, посвященная 70-летию Геологического института Кольского научного центра РАН. Юбилейная сессия проводилась при тесном сотрудничестве подразделений ФИЦ КНЦ РАН, весомая организационная поддержка была оказана Горным институтом КНЦ РАН. Традиционно в информационном сопровождении сессии участвовали представители Кольского отделения Российского минералогического общества.

Участники Ферсмановской научной сессии выступали с устными докладами, как в очном формате в актовом зале ГоИ КНЦ РАН, так и в режиме видеоконференции. В программу сессии вошло 2 пленарных, 43 устных и 15 стендовых докладов, которые были распределены по секциям: «Региональная геология и полезные ископаемые», «Геохимия и минералогия», «Геофизика», «Новейшая геодинамика и сейсмичность» и «Геоэкология». Видеозаписи некоторых докладов размещены на YouTube канале ФИЦ КНЦ РАН. В сессии приняли участие исследователи из Апатитов, Кировска, Мурманска, Петрозаводска, Санкт-Петербурга, Москвы, Иркутска, Новосибирска, Екатеринбурга, Сыктывкара, а также иностранные коллеги из Белоруссии и Израиля. На сессии были представлены ВУЗы Северо-Западного и Центрального регионов: Московский государственный университет, Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербургский государственный университет, Мурманский государственный технический университет, Мурманский арктический государственный университет, Петрозаводский государственный университет и др.

В предлагаемые Вашему вниманию 18 номер журнала «Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН» вошли 85 статей. Уверен, что они будут интересны и полезны специалистам широкого профиля, аспирантам и студентам в области наук о Земле.

От имени оргкомитета благодарю всех участников конференции, авторов докладов и статей, представленных текущем номере. Особую благодарность выражаю Горному институту КНЦ РАН за активное участие в организации и проведении сессии. Приглашаю всех принять участие в XIX Ферсмановской научной сессии 2022 г., которая состоится в Геологическом институте КНЦ РАН сразу после Дня геолога.

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

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 4–8

Влияние новейшей тектоники на гидротехнические сооружения Кемского каскада ГЭС

Авдонина А.М. [1], **Бондарь И.В.** [2]
[1] *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, ukeltik@bk.ru*
[2] *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, bond@ifz.ru*

Аннотация. На территории Карелии расположено большое количество гидроэлектростанций (ГЭС) на которых вырабатывается около 70 % производимой в республике электроэнергии. Сама территория Карелии обладает большим ресурсным потенциалом по энергоснабжению, так как Республика входит в число 14 субъектов Российской Федерации, занимающих лидирующие позиции по водообеспеченности территории. Наиболее мощные ГЭС стоят на реке Кемь. Несмотря на равнинную, болотистую местность территория Карелии характеризуется интенсивными новейшими тектоническими движениями, которые могут представлять опасность для гидротехнических сооружений. По результатам исследования выяснено, что почти все ГЭС расположены в пределах сейсмоактивной неотектонической структуры – Кемско-Топозерского прогиба. Вдоль этого прогиба зафиксированы множественные сейсмические события с магнитудой от 1 до 4.

Ключевые слова: Кемский каскад ГЭС, гидро-электростанции, Северная Карелия, новейшая тектоника, структурно-геоморфологический метод, новейшие структуры, сейсмичность.

The influence of the recent tectonics on the hydro-technical utilities of the Kem' cascade of hydroelectric power plants

Avdonina A.M. [1], **Bondar I.V.** [2]
[1] *Lomonosov Moscow State University, Moscow, ukeltik@bk.ru*
[2] *Schmidt institute of physics of the earth of the RAS, Moscow, bond@ifz.ru*

Abstract. On the area of Karelia there are a large number of hydroelectric power plants (HPPs) that generate about 70 % of the electricity produced in the Republic. The territory of Karelia itself has a great resource potential for energy supply, as the Republic is among the 14 subjects of the Russian Federation that occupy leading positions in terms of water supply of the territory. The most powerful hydroelectric power stations are located on the Kem' River. Despite the flat, swampy terrain, the territory of Karelia is characterized by intensive recent tectonic movements that can pose a danger to hydro-technical utilities. According to the results of the study, it was found that almost all hydroelectric power plants are located within the seismically active neotectonic structure – the Kemsko-Topozersky trough. Multiple seismic events with magnitudes ranging from 1 to 4 were recorded along this trough.

Key words: Kem' cascade HPPs, hydroelectric power plants, North Karelia, the recent tectonics, structural and geomorphological method, the recent structures, seismicity.

Введение

В настоящее время ведется активное развитие Арктических регионов страны, создаются новые проекты в сторону экономического и инфраструктурного улучшения этой зоны (АЗРФ), и Карелия, входящая в её состав северными районами, обладает для этого большим ресурсным потенциалом. Республика входит в число 14 субъектов Российской Федерации, занимающих лидирующие позиции по водообеспеченности территории – более 300 000 м^3/год на 1 км^2. Это означает, что развитие республики возможно при условии правильного использования такого огромного запаса водных ресурсов.

По СТО 17230282.27.140.022-2008 «Здания ГЭС и ГАЭС. Условия создания. Нормы и требования» ГЭС – это комплекс гидротехнических сооружений и оборудования, для преобразования потенциальной энергии водотока в электрическую энергию. В Карелии расположено 17 (со строящимися Белопорожскими ГЭС-1 и ГЭС-2 в 2020 г.) ГЭС суммарной мощностью 634 МВт, на которых вырабатывается около 70 % производимой в республике электроэнергии. Наиболее мощные стоят

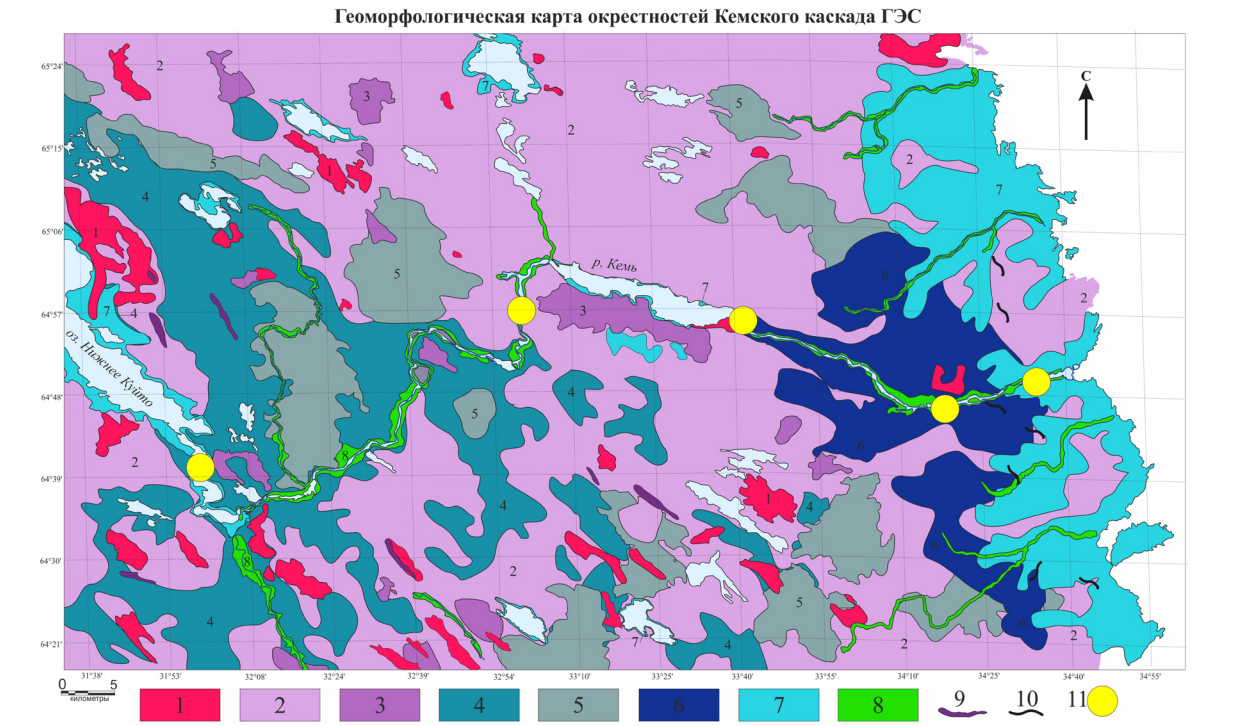


Рис. 1. Геоморфологическая карта окрестностей Кемского каскада ГЭС. Структурно-денудационный рельеф с экзарационной обработкой на кристаллическом фундаменте архейского и протерозойского возраста: 1 – крупно- и среднегрядовые равнины. Ледниковый рельеф позднеплейстоценового возраста: 2 – холмисто-западинные моренные равнины, 3 – грядово-холмистые моренные равнины. Водно-ледниковый рельеф позднеплейстоценового возраста: 4 – слабоволнистые озерно-ледниковые равнины, 5 – плоские озерно-ледниковые равнины, 9 – озы. Озерный и морской рельеф: 6 – плиоцен-плейстоценовые; 7 – плоские равнины голоценовые, 10 – береговые валы. Флювиальный рельеф: 8 – речные долины со слабовыраженными пойменными уровнями и НПТ (или их отсутствием). Прочее: 11 – ГЭС.

Fig. 1. Geomorphological map of the vicinity of the Kem' cascade of hydroelectric power plants. Structural-denudation relief with exaration treatment on the crystal basement of Archean and Proterozoic age: 1 – large and medium-range plains. Glacial relief of Late Pleistocene age: 2 – hilly-westerly moraine plains, 3-ridge-hilly moraine plains. Water-glacial relief of Late Pleistocene age: 4 – slightly undulating lake-glacial plains, 5 – flat lake-glacial plains, 9 – asar. Lake and sea topography: 6 – Pliocene-Pleistocene; 7 – Holocene flat plains, 10 – coastal ramparts. Fluvial relief: 8 – river valleys with weak floodplain levels and NPTs (or their absence). Other: 11 – HPP.

на реке Кемь. Кемский каскад включает в себя (далее по мере снижения мощности): Кривопорожскую, Путкинскую, Подужемскую, Юшкозерскую ГЭС и строящийся Белопорожский каскад.

Несмотря на равнинную, болотистую местность, территория Карелии характеризуется интенсивными новейшими движениями, которые могут представлять опасность для гидротехнических сооружений. В данной работе изучаются новейшие тектонические структуры Северной Карелии и их влияние на ГЭС Кемского каскада.

Методика исследования

Исследования проводились с помощью структурно-геоморфологического метода Макаровой Н.В. (Макарова, Суханова, 2015). В основе данного метода лежит представление о том, что рельеф в новейшее время развивается стадийно. Стадия пенепленизации и практически полного выравнивания рельефа сменяется стадией поднятия. Вследствие поднятия понижается базис эрозии и пенеплен эродирует, образуя останцовые поверхности выравнивания. Возраст самой древней поверхности выравнивания в каком-либо районе указывает на время начала поднятия, а количество поверхностей выравнивания – на интенсивность поднятия. За основу была взята топографическая карта

масштаба 1:1 000 000 Q-35. Также были привлечены данные с геологических, тектонических, неотектонических и геоморфологических карт. Возраст поверхностей выравнивания взят в соответствии с картой поверхностей выравнивания.

Результаты исследования

В результате проведенных исследований была построена карта стадийности развития рельефа Северной Карелии с указанием новейших тектонических структур (рис. 2).

В истории развития рельефа выделяются два этапа пенепленизации и образования обширных поверхностей выравнивания. В первый этап поверхность выравнивания сформировалась в мезозое в условиях длительного денудационного выравнивая на породах архея, протерозоя и палеозоя. Во второй этап образовалась олигоцен-миоценовая поверхность выравнивания (Карта поверхностей..., 1971) на всей территории Северной Карелии, от мезозойской поверхности остались при этом лишь небольшие останцы.

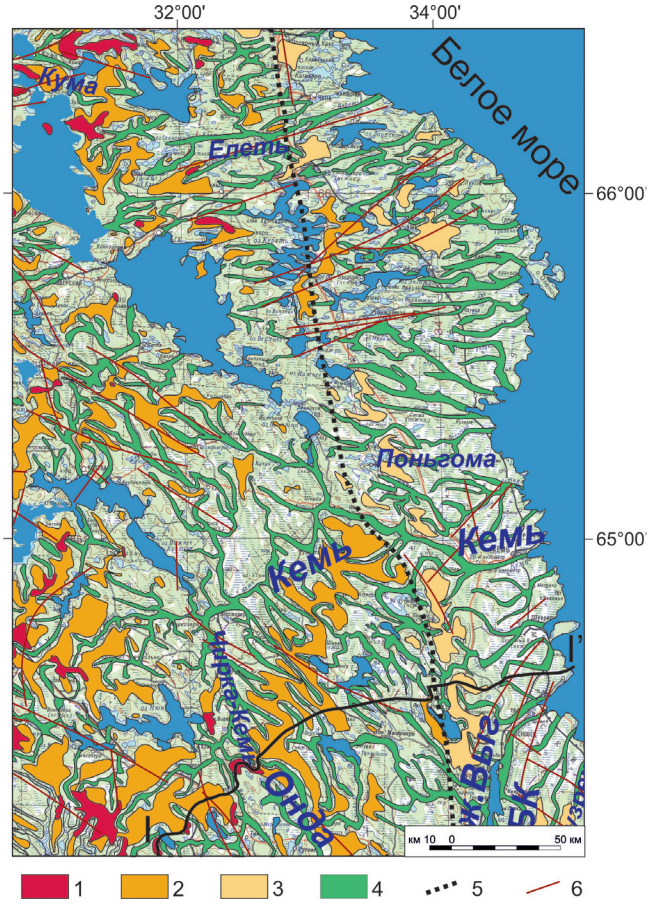


Рис. 2. Карта стадийности развития рельефа Северной Карелии: 1 – поверхности выравнивания мезозойского возраста (250-350 м); 2 – поверхности выравнивания олигоцен-миоценового возраста (150-250 м); 3 – поверхности выравнивания олигоцен-миоценового возраста (100-150 м); 4 – русла рек и ручьев; 5 – граница Беломорского мегаблока и Ведлозерско-Сегозерской шовной зоны; 6 – разрывы. Профиль по линии I-I' показан черной сплошной линией.

Fig. 2. Map of the stages of evolution of the relief of North Karelia: 1 – Mesozoic-age planation surfaces (250-350 м); 2 – Oligocene-Miocene-age planation surfaces (150-250 m); 3 – Oligocene-Miocene-age planation surfaces (100-150 m); 4 – river and stream beds; 5 – boundary of the White Sea megablock and the Vedlozero-Segozero suture zone; 6 – faults. The profile along the line I-I' is shown as a black solid line.

При активизации в новейшее время тектонических движений территория Карелии испытала поднятие, причем в западной и северной частях оно происходило интенсивнее. Об этом говорит, во-первых, наклон всех поверхностей выравнивания на восток (рис. 3), а во-вторых, современные крупные озера (Ср. Куйто, Нюк, Сег-Озеро, Гимольское и др.), расположенные во впадинах рельефа, большей частью представляют собой остатки послеледниковых озер, постепенно уменьшавшихся в своих размерах. И спад воды в них связан с врезанием рек, а также с неравномерным поднятием района. Северо-западные части его в своем поднятии несколько опережают более восточные, с чем связано «сливание» вод к востоку (Геология..., 1960).

Непосредственно на территории исследования выделяются два крупных неотектонических поднятия – Южнокемское и Северокемское (рис. 4). Река Кемь в приустьевой части при этом играет роль границы и вероятно маркирует новейшую отрицательную структуру – Кемско-Топозерский прогиб.



Рис. 3. Структурный профиль рельефа по линии I-I'.
1 – мезозойские поверхности выравнивания; 2 – олигоцен-миоценовые поверхности выравнивания; 3 – ярко выраженная ступень в рельефе; 4 – граница Беломорского мегаблока и Ведлозерско-Сегозерской шовной зоны; 5 – разрывы.

Fig. 3. Structural section of the relief along the line I-I'.
1 – Mesozoic planation surfaces; 2 – Oligocene-Miocene planation surfaces; 3 – a pronounced step in the relief; 4 – the boundary of the White Sea megablock and the Vedlozero-Segozero suture zone; 5 – faults.

В пределах Северокемского поднятия сохранилось большое количество мезозойских поверхностей выравнивания. Олигоценовые поверхности выравнивания развиты в основном в центральной части поднятия. Стоит обратить внимание на рисунок эрозионной сети в восточной части поднятия. Веерообразное расхождение долин рек и ручьев однозначно указывает на развитие новейшего поднятия.

В пределах Южнокемского поднятия мезозойские поверхности сохранились на юго-западе. Олигоценовые поверхности выравнивания также полого наклоняются на восток.

В восточной части обоих поднятий в рельефе наблюдается уступ с изменением высоты поверхностей выравнивания (рис. 4). Этот уступ является границей Беломорского мегаблока и Ведлозерско-Сегозерской межблоковой зоны.

Таким образом, гидротехнические сооружения Кемского каскада ГЭС приурочены либо к границе двух поднятий, либо к Южнокемскому поднятию. Сам Кемско-Топозерский прогиб является активной неотектонической структурой. Панасенко Г.Д. (1969) выделил вдоль нее сейсмогенную зону. И действительно, за последние 60 лет непосредственно в пределах этой структуры про-

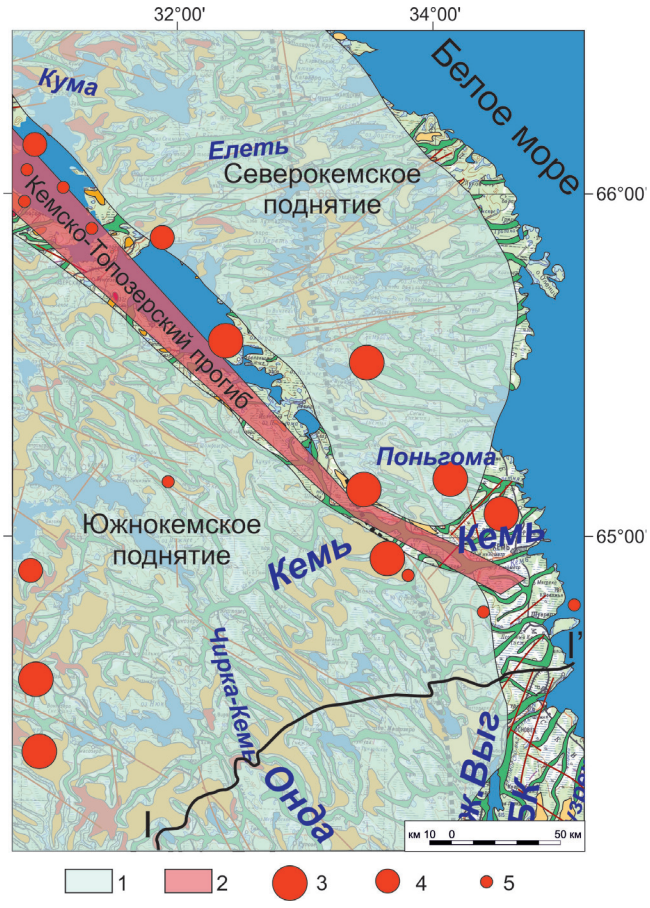


Рис. 4. Карта новейших структур Северной Карелии: 1 – область новейших поднятий; 2 – область новейшего прогиба; 3-5 – эпицентры землетрясений: 3 – магнитудой 3-4, 4 – магнитудой 2; 5 – магнитудой 1-1,5. Профиль по линии I-I' показан черной сплошной линией.

Fig. 4. Map of the newest structures of North Karelia: 1 – the area of the recent uplifts; 2 – the area of the recent depression; 3-5 – the epicenters of earthquakes: 3 – magnitude 3-4, 4 – magnitude 2; 5 – magnitude 1-1.5. The profile along the line I-I' is shown as a black solid line.

изошло 11 землетрясений с максимальной магнитудой 3.2 (https://www.seismo.helsinki.fi). Активность структуры можно объяснить различием в скоростях развития двух поднятий. Согласно (Лукашов, 1976) в северной части Карелии наблюдается устойчивое умеренное поднятие, тогда как южнее Кемско-Топозерского прогиба выделяется зона дифференцированных движений. Отличие в направлениях новейшего движения возможно и создает напряженную обстановку в этом районе. Ряд землетрясений в районе Костомукши приурочены возможно к другой сейсмогенной зоне, выявить которую пока не удалось.

Выводы

1. Территория исследования испытывала две стадии пенепленизации – мезозойскую и олигоцен-миоценовую.

2. Образовавшиеся при этом поверхности выравнивания при активизации восходящих тектонических движений испытали наклон в сторону побережья Белого моря, что фиксируется несмотря на сильную расчлененность рельефа.

3. Выделены два новейших поднятия – Северокемское и Южнокемское, разделенные активной сейсмогенной структурой – Кемско-Топозерским прогибом, в пределах которого наблюдается активная сейсмическая обстановка.

4. Большинство гидротехнических сооружений Кемского каскада ГЭС расположены непосредственно в пределах неотектонической и сейсмоактивной структуры на границе двух поднятий. Однако фиксируемая сейсмичность не превышает магнитуды 3. А гидротехнические сооружения повреждаются при магнитуде равной 6-7.

Литература

1. Геология СССР. Карельская АССР. Т. 37. Ч. 1. Геологическое описание. Ред. Антропов П.Я., Волотовская Н.А., Кратц К.О., Нумерова В.Н. М.: Государственное научно-техническое изд-во литературы по геологии и охране недр, 1960. 740 с.
2. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. Ред. Герасимов И.П., Сидоренко А.В. Масштаб 1 : 2500000. АН СССР, Министерство геологии СССР, 1971 г.
3. Лукашов А.Д. Новейшая тектоника Карелии // АН СССР. Карельский филиал. Институт геологии. Труды. Вып. 31. Л. Изд-во: Наука, 1976. 108 с.
4. Макарова Н.В., Суханова Т.В. Геоморфология. М. Изд-во: КДУ. 2015. 414 с.
5. Панасенко Г.Д. Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л. Изд-во: Наука. 1969. 185 с.
6. https://www.seismo.helsinki.fi.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 9–13

Оценка объема оттаявшей породы через интегрирование теплофизических параметров

Амосов П.В.
Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, p.amosov@ksc.ru

Аннотация. Представлены результаты оценки объема оттаявшей породы при размещении в ней многомодульной атомной станции малой мощности через интегрирование плотности, объемной теплоемкости и теплопроводности по объему вмещающего массива и с учетом различий в значениях указанных теплофизических параметров для льда и воды. Для снижения погрешности оценки объема оттаявшей породы предложено выполнить операцию осреднения расчетных значений трех оценочных зависимостей. Получены аналитические зависимости в форме степенных функций динамики объема и скорости объема оттаявшей породы.

Ключевые слова: многомодульная атомная станция, теплофизические параметры, численное моделирование, интегрирование, криолитозона.

Estimation of the volume of thawed rock by integration of thermophysical parameters

Amosov P.V.
Institute of the Industrial Ecology Problems of the North KSC RAS, Apatity, p.amosov@ksc.ru

Abstract. The paper presents the results of estimating the volume of thawed rock when placing a small multi-module nuclear power plant in it by integrating density, volume heat capacity, and thermal conductivity over the volume of the host massif and taking into account the differences in the values of these thermophysical parameters for ice and water. To reduce the error in estimating the volume of thawed rock, it is proposed to perform the operation of averaging the calculated values of the three estimated dependencies. Analytical dependences in the form of power functions of the volume dynamics and the volume velocity of the thawed rock are obtained.

Key words: multi-module nuclear power plant, thermophysical parameters, numerical modeling, integration, cryolithozone.

Введение

Настоящая работа завершает цикл исследований автора с коллегами (Мельников и др., 2016; Амосов, 2019) по оценке объема оттаявшей породы при размещении в многолетнемерзлых породах разнообразных источников тепловыделений. Такими объектами могут быть хранилища хранения/захоронения опасных тепловыделяющих материалов, подземная атомная станция малой мощности (АСММ) и др. Указанные исследования в отношении АСММ выполнялись в рамках оценки теплового воздействия подземной АСММ на многолетнемерзлые горные породы (Мельников и др., 2015). Оценка теплового воздействия являлась отдельной задачей в проблеме изучения взаимодействия подземной АСММ в режиме нормальной эксплуатации с окружающей средой. Цель прогнозов теплового состояния вмещающего массива направлена на поиск условий и технологических мероприятий, обеспечивающих устойчивость и целостность создаваемых в криолитозоне подземных горных выработок.

Попытки автора оценить объемы оттаивания исходя исключительно из геометрии изоповерхности с температурой фазового перехода «лед - вода» были неудачными, как только усложнялась конфигурация подземной АСММ. Поэтому автор с коллегами предложили и апробировали методический подход (Мельников и др., 2016; Амосов, 2019), базирующийся на операции интегрирования плотности, объемной теплоемкости и теплопроводности по объему многолетнемерзлых пород. Важным моментом здесь является то, что в значениях указанных параметров воды и льда имеются заметные различия. Предложив разместить все модули подземной АСММ в одной горной выработке (камера большого объема), удалось через интегрирование указанных выше параметров оценить (в форме аналитических функций) объем и скорость объема оттаивания многолетнемерзлых пород.

Параметрами варьирования выступали продольный размер выработки и коэффициент теплопроводности обделки. Заметим, что принцип размещения в едином корпусе всех модулей станции используется в проекте плавучей атомной теплоэлектростанции «Академик Ломоносов» (Общие сведения …, 2014; Никитин, Андреев, 2011).

В предыдущих работах автора с коллегами аккуратно расписаны алгоритмы и выполнены оценки объема области оттаивания через интегрирование плотности (Мельников и др., 2016) и объемной теплоемкости (Амосов, 2019) по объему криолитозоны. Как отмечалось выше, помимо указанных теплофизических параметров есть еще один – коэффициент теплопроводности, значения которого для льда и воды имеют величины 2.31 и 0.613 Вт/(м·К), соответственно.

В отличие от указанных выше и реализованных ранее подходов в случае интегрирования по объему коэффициента теплопроводности приходится оперировать величиной, имеющей нетривиальную размерность, а именно [Вт·м^2/К]. Будем называть эту величину условной интегральной теплопроводностью и обозначать символом Λ. В отличие от интегрирования плотности (результат – масса [кг]) или объемной теплоемкости (результат – условная энтропия [Дж/К]) в данном случае автор затрудняется найти аналог или физический смысл этого параметра, но для конечного результата это непринципиально.

В 2015 г. сотрудники Горного института Кольского научного центра РАН (Мельников, 2015) предложили принципиальную схему многомодульной подземной АСММ. Компоновка модулей станции, которая включала помещения для реакторных установок, машинного зала, технических служб и др. представлена на рис. 1. Именно для такого варианта компоновки подземной АСММ выполнены оценки объема оттаявшей породы через интегрирование всех указанных выше теплофизических параметров по объему вмещающего массива и представлен сравнительный анализ результатов.

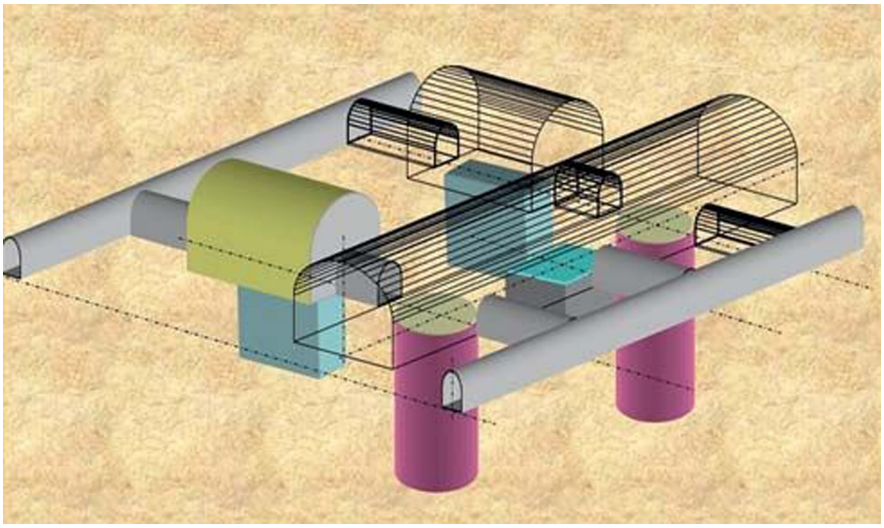


Рис. 1. Принципиальная схема подземной атомной станции малой мощности (Мельников, 2015, с. 35).

Fig. 1. Schematic diagram of a small underground nuclear power plant (Melnikov, 2015, p. 35).

Целью исследования является качественная и количественная оценка объема оттаявшей многолетнемерзлой горной породы во времени при функционировании многомодульной подземной АСММ в режиме нормальной эксплуатации через интегрирование всех трех теплофизических параметров. Исследования выполнялись на базе разработанной компьютерной объемной модели процессов теплопереноса в криолитозоне с учетом фазового перехода 1-го рода «лед - вода».

Описание компьютерной модели и алгоритма подхода через интегрирование коэффициента теплопроводности

Наиболее полно описание используемой компьютерной модели, разработанной в программе COMSOL (COMSOL, 2014), представлено в работах (Амосов, 2019; Мельников и др., 2020). Среди

модулей подземной АСММ приняты во внимание наиболее крупные и важные модули. Напомним, что, как и в разработанной Казаковым А.Н. с коллегами программе (Казаков и др., 1997), используемый программный продукт построен на корректных объективных допущениях, не противоречащих классикам вычислительной теплопередачи (Самарский, Вабищевич, 2003).

Для сравнительного анализа результатов интегрирования всех трех теплофизических параметров выбрана ситуация максимальной презентабельности графических результатов, что обеспечивается выбором высокого значения коэффициента теплопроводности обделки (2 Вт/(м·К)) и минимальной величины пористости вмещающего массива (5 %). В коллективной монографии (Мельников и др., 2020) на рис. 3.11а (стр.117) представлены пространственные распределения изоповерхностей температуры на 5 лет моделирования для различных значений коэффициента теплопроводности обделки. Подобные изображения позволяют визуализировать пространственные проявления областей теплового воздействия на массив от соседних модулей АСММ, но в силу сложной геометрии зон оттаивания практически невозможно оценить их объемы, опираясь только на их геометрические характеристики.

В работах (Мельников и др., 2016) и (Амосов, 2019) приведены аккуратные выводы аналитических выражений, посредством которых можно оценить объемы оттаивания криолитозоны через интегрирование плотности и объемной теплоемкости, соответственно. Алгоритм оценки объема оттаивания через интегрирование по криолитозоне коэффициента теплопроводности во многом повторяет описанные в указанных работах выкладки. Поэтому представим только окончательную формулу, которая справедлива на произвольный момент времени,

$$\cdot\Delta\Lambda = V_w \cdot (\lambda_w - \lambda_i)$$

В приведенном выражении в левой части имеем изменение условной интегральной теплопроводности (см. выше). В правой части используются стандартные обозначения: V_w – объем воды в оттаявшем поровой пространстве, λ_w – коэффициент теплопроводности воды и λ_i – коэффициент теплопроводности льда.

Очевидно, что если теперь разделить изменение условной интегральной теплопроводности на разность коэффициентов теплопроводности воды и льда, то получим величину объема оттаивания на произвольный момент времени. Заметим, что в отличие от подходов интегрирования плотности и объемной теплоемкости (обе величины определяются на единицу объема) в данном случае имеем объем воды. А значит, чтобы выйти на объем оттаявшей породы, требуется поправить рассчитанную величину на пористость вмещающего массива.

Результаты анализа оценки объема оттаявшей породы

Разработчики COMSOL (COMSOL, 2014) заложили в программу полезную опцию, позволяющую выполнять операцию интегрирования по объему различных областей модели (в т.ч. и криолитозоне) указанных выше теплофизических параметров. При изменении во времени объема оттаявшей породы интегральные величины будут изменяться. Анализ динамики интегральных величин (масса, условная интегральная энтропия, условная интегральная теплопроводность) показал, что все они с коэффициентами достоверности близкими к единице описываются степенными функциями вида $V = A \cdot t^B$, где V – объем оттаявшей породы, м^3; t – время, годы. Значения коэффициентов аппроксимации A и B для используемых теплофизических параметров приведены в таблице.

На рис. 2 представлены графики динамики аппроксимации объема оттаявшей породы при интегрировании плотности, теплоемкости и теплопроводности по объему вмещающего массива.

Действительно, имеет место определенное расхождение графиков, что позволяет утверждать, что такой подход можно рассматривать лишь как оценку. Представляется, что расхождение графиков может быть связано с неточностями вычислений при выполнении операции интегрирования по объему вмещающего массива. С целью снижения ошибки оценки выполнено осреднение приведенных трех графиков. В результате имеем график Medium, который можно рассматривать, как осредненную оценку объема оттаявшей породы и который описывается такой же степенной функцией с коэффициентами A = 225215 и B = 0.5719.

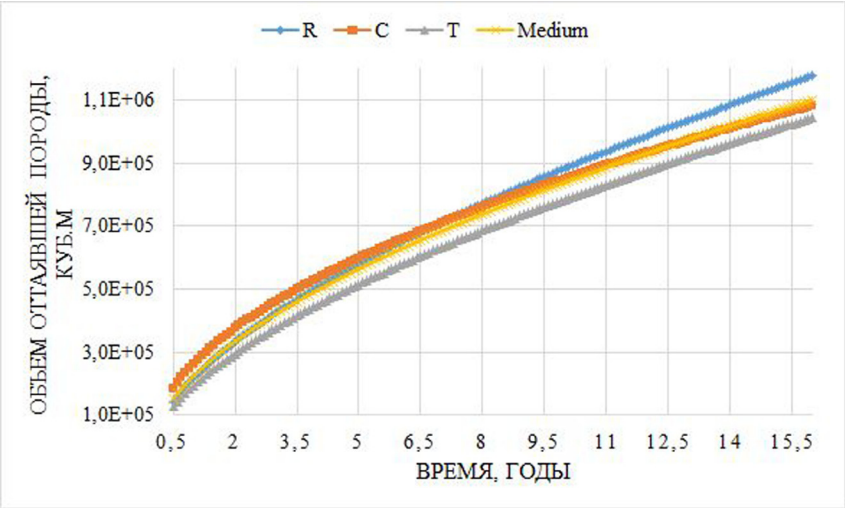


Рис. 2. Кривые динамики аппроксимации объема оттаявшей породы при интегрировании плотности, теплоемкости и теплопроводности по объему вмещающего массива: R – плотность, C – теплоемкость, T – теплопроводность, Medium – среднее значение.

Fig. 2. Curves of approximation dynamics for the volume of thawed rock by integrating the density, heat capacity, and thermal conductivity over the volume of the host massif: R – the density, C – heat capacity, T – the thermal conductivity, Medium – the mean value.

Таблица. Значения коэффициентов *A* и *B* в степенных функциях аппроксимации.

Table. The values of coefficients *A* and *B* in the power approximation functions.

Коэффициенты	Теплофизические параметры		
	плотность	теплоемкость	теплопроводность
A	218945	263024	194550
B	0.6065	0.5098	0.6063

Естественно, что имея на руках аналитическое выражение осредненной динамики объема оттаявшей породы, легко получаем аналитическую зависимость для скорости объема оттаивания $VS = 128801 \cdot t^{-0.4281}$, м^3/год. Полученное выражение позволяет оценить скорость объема оттаивания на произвольное время, которая с ростом времени постепенно замедляется, что физически верно.

Заключение

Таким образом, на примере многомодульной подземной АСММ в многолетнемерзлых горных породах представлены результаты оценки объема и скорости объема оттаявшей породы посредством интегрирования плотности, объемной теплоемкости и теплопроводности по объему вмещающего массива. Результаты оценки, основанные на природных различиях в значениях указанных теплофизических параметров для льда и воды, имеют определенный разброс значений, что может быть нивелировано последующим осреднением. Для принятых в численных экспериментах значениях параметров модели получены в форме степенных функций аналитические зависимости динамики объема и скорости объема оттаявшей породы.

Литература

1. Амосов П.В. Оценка размера области оттаивания криолитозоны через интегрирование объемной теплоемкости по объему вмещающего массива // Горный информационно-аналитический бюллетень. № 11. Спец.вып. 37. 2019. С. 457-465. DOI:10.25018/0236-1493-2019-11-457-465.
2. Казаков А.Н., Лобанов Н.Ф., Манькин В.И. Динамика развития теплофизических процессов при подземной изоляции тепловыделяющих РАО в многолетнемерзлых горных породах // Геоэкология. 1997. № 2. С. 36–40.

3. Мельников Н.Н. Роль Арктики в инновационном развитии экономики России // Горный журн. 2015. № 7. С. 23-27. http://dx.doi.org/10.17580/gzh.2015.07.04.
4. Мельников Н.Н., Амосов П.В., Климин С.Г., Новожилова Н.В. Оценка области оттаивания криолитозоны при эксплуатации подземной АСММ на базе численного моделирования в трехмерной геометрии // Вестник МГТУ. 2016. Т. 19. № 1-1. С. 28–34.
5. Мельников Н.Н., Амосов П.В., Новожилова Н.В., Климин С.Г. Экология подземных объектов ядерной энергетики в условиях криолитозоны. Ярославль. Изд-во: ООО «Принтхаус-Ярославль». 2015. 119 с.
6. Мельников Н.Н., Конухин В.П., Гусак С.А., Амосов П.В., Наумов В.А., Наумов А.В., Орлов А.О., Смирнов Ю.Г., Климин С.Г. Научные основы создания подземных комплексов для размещения атомных станций малой мощности в условиях Арктики. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2020. 304 с. DOI:10.37614/978.5.91137.405.1.
7. Никитин А., Андреев Л. Плавучие атомные станции. Доклад объединения Bellona. 2011. 48 с.
8. Общие сведения о проекте энергокомплекса на базе плавучего энергоблока с реакторными установками КЛТ-40С сайт с ПАТЭС. URL: http://shkolnie.ru/fizika/39130/index.html (дата обращения 22.06 2014).
9. Самарский А.А., Вабищевич П.Н. Вычислительная теплопередача. М. Изд-во: Едиториал УРСС. 2003. 784 с.
10. COMSOL. URL:https://www.comsol.ru/ (дата обращения 12.01 2014).

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 14–19

Оценка эффективности эксплуатации горнотранспортного оборудования

Андреева Л.И. [1], **Мусин Р.И.** [2]
[1] *ЧФ ИГД Ур О РАН, Челябинск, tehnorem74@list.ru*
[2] *ООО «Бобровский кварцит», Магнитогорск, info@bkk-rgk.ru*

Аннотация. В статье представлены результаты исследований авторов в направлении оценки эффективности деятельности горнодобывающих предприятий. Рассмотрен системно-комплексный подход к оценке эффективности службы эксплуатации и ремонтного обслуживания горных машин. Приведены факторы, влияющие на эффективность производства, произведен анализ простоев техники, и структуры календарного фонда времени ее использования по назначению и при ремонте. Приведены результаты оценки технического состояния экскаваторов на одном из горнодобывающих предприятий и рекомендации для принятия управленческих решений относительно организации производства. Рассмотрены вопросы стандартизации процессов с позиции регламентации операций ремонтного обслуживания и учетом строгих мер безопасности выполнения работ. Такой подход позволяет выявить скрытые резервы в организационной, технической, технологической и экономической системах.

Ключевые слова: системно-комплексный подход, система учета, материальные и трудовые ресурсы, стандартизация, травматизм.

Effectiveness evaluation of mining-and-transport equipment maintenance

Andreeva L.I.[1], **Musin R.I.**[2]
[1] *BSF IGD Ur O RAS, Chelyabinsk, tehnorem74@list.ru*
[2] *LLC «Bobrovsky quartzite» Magnitogorsk, info@bkk-rgk.ru*

Abstract. The article presents the results of the author's research in the direction of effectiveness evaluating of mining enterprises. A system-integrated approach to evaluating the efficiency of the service of operation and maintenance of mining machines is considered. The factors that affect the production efficiency are given, the analysis of equipment downtime, and the structure of the calendar Fund for the time of its use for its intended purpose and during repairs is made. The results of evaluating the technical condition of excavators at one of the mining enterprises and recommendations for making management decisions regarding the organization of production are presented. The issues of standardization of processes from the point of view of regulation of repair maintenance operations and taking into account strict safety measures for work performance are considered. This approach allows you to identify hidden reserves in the organizational, technical, technological and economic systems.

Key words: system-integrated approach, accounting system, material and labor resources, standardization, injuries.

Актуальность проблемы

Материалом для статьи послужили исследования авторов в направлении оценки эффективности эксплуатации горной техники на горнодобывающем предприятии.

Традиционно сложившаяся практика повышения эффективности производства с ориентацией на техническое перевооружение, увеличение единичной мощности оборудования, осуществляемая без должного изменения организации производства, системы планирования ремонтного обслуживания, приводит к неэффективному использованию рабочего времени, при эксплуатации горной техники и оборудования, что в свою очередь, влияет на объемы выпуска конечного продукта (рис. 1).

Изложенная выше ситуация поставила перед собственниками и руководителями горнодобывающих предприятий задачу качественного анализа существующих проблем в целях разработки конкретных решений, обеспечивающих рост производительности труда, повышение эффективности производства и использования горной техники.

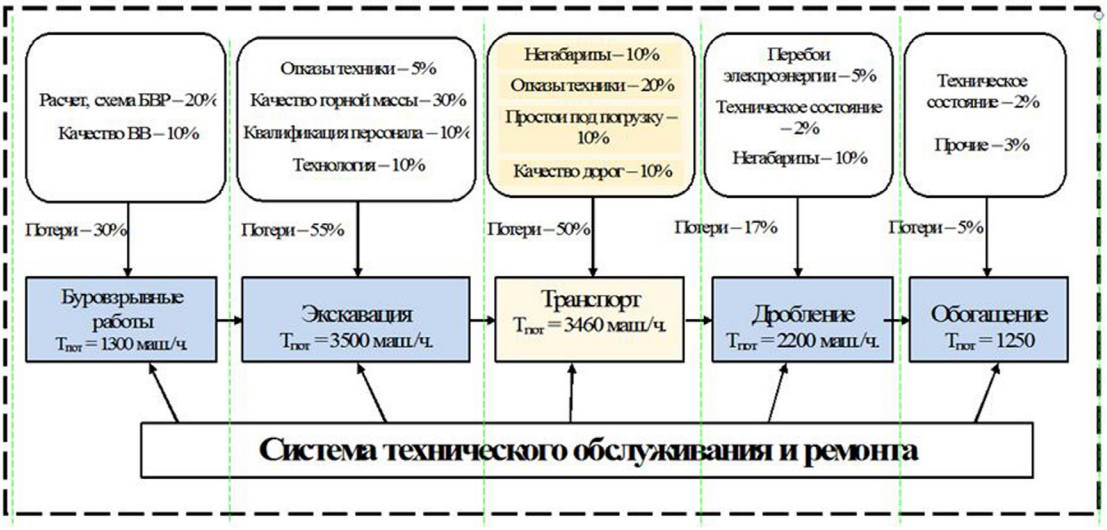


Рис. 1. Потери времени в производственных процессах (исследования 1990-2020 гг.).
Fig. 1. Time loss in production processes (studies 1990-2020).

Методы проведения исследований

При системно-комплексном подходе к оценке эффективности производства представляется возможным выявить «узкие места» и скрытые резервы в организационной, технической, технологической и экономической системах. (Карпенко и др., 2015; Килин и др., 2019).

Учитывая все сказанное, многие горнодобывающие предприятия, заинтересованные в росте своей эффективности, инициируют проведение производственно-технического аудита по проблемным вопросам с привлечением специалистов сторонних организаций.

Институт эффективности и безопасности горного производства (НИИОГР) имеет достаточно большой опыт проведения подобных работ на предприятиях горной промышленности Якутии, Кузбасса, Казахстана, Северо-западном регионе России по направлениям: оценка организационно-технической системы ремонтного производства (ремонтные мощности); оценка целесообразности эксплуатации горнотранспортного оборудования по соотношению «результаты-затраты»; определение очередности вывода техники из эксплуатации; исследование структуры и эффективности использования ремонтного персонала; оценка взаимодействия структурных подразделений предприятия; оценка влияний режимов и условий эксплуатации на производительность горной техники; стандартизация процессов.

Результаты исследования

Выполненные исследования позволили установить, что на эффективность производства влияют факторы, как со стороны эксплуатации, так и со стороны ремонтного обслуживания горной техники (рис. 2).

Как показывает практика качество, продолжительность и себестоимость обслуживания горной техники определяется технологией и организацией ремонтного производства. В зависимости от формы и уровня организации, технологии технического обслуживания и ремонта, различия в расходе запасных частей на 1 маш.-ч. эксплуатации экскаваторов составляют 2.0-3.5 раза.

Анализ простоев горного оборудования выявил, что из 8760 часов календарного фонда времени (КФВ) плановые и простои по отказу техники составили соответственно 37 % и 24 %. По расчетам на 1 час планового простоя приходится 0.2-3.0 часа простоев по отказу.

Современные горные машины эксплуатируются в тяжелых условиях, связанных с ограниченностью габаритов, абразивностью горных пород, высокой запыленностью, воздействием агрессивных шахтных вод. Это оказывает существенное влияние на их работу. Так, при эксплуатации горной техники при низких температурах параметр потока отказов увеличивается в 2.2-2.3 раза, а ко-

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 14–19

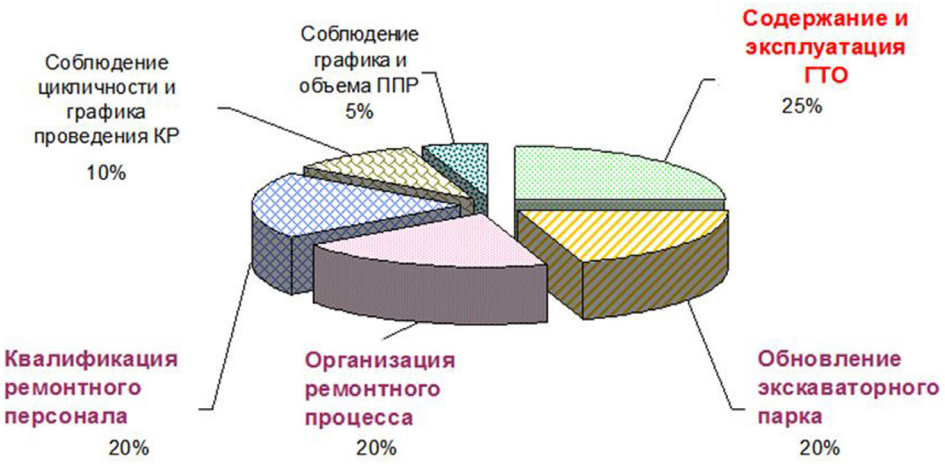


Рис. 2. Факторы, влияющие на эффективность производства.
Fig. 2. Factors affecting production efficiency.

эффициент технического использования снижается в 1.6-2.4 раза. В таких условиях значительно интенсифицируется старение машин и, соответственно, снижается их функциональный ресурс (Robert J House и др.; Боярских и др., 2004).

Зачастую, техническим службам горнодобывающих предприятиям сложно перейти от традиционно сложившейся стратегии плановых ремонтов и ремонтов по отказам к стратегии профилактики отказов, основанной на систематическом мониторинге технического состояния горных машин и оборудования.

Моделирующий семинар – практикум, проведенный в ООО «Бобровский кварцит» дал возможность персоналу предприятия определить этапы перехода от аварийных ремонтов к стратегии профилактики отказов (рис. 3).

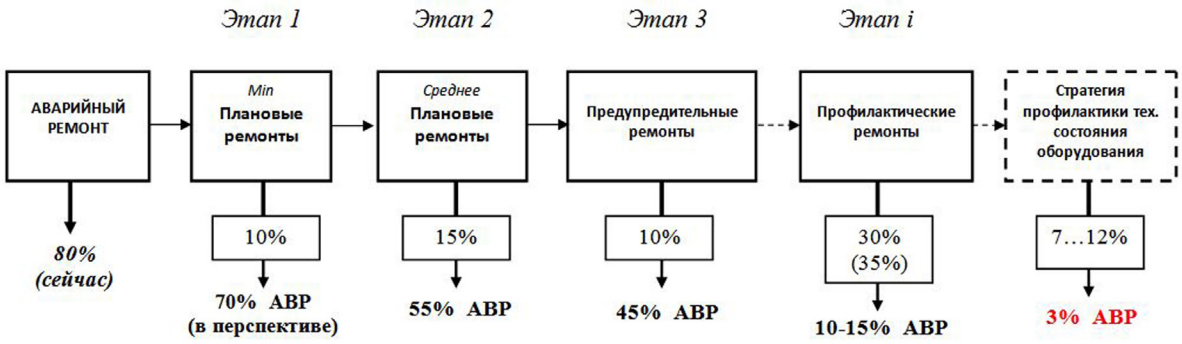


Рис. 3. Схема перехода от ремонтов по отказу к стратегии профилактики.
Fig. 3. Scheme of transition from repairs on failure to the prevention strategy.

Роль использования стратегии профилактики отказов горной техники в настоящее время возросла в силу следующих причин: увеличились затраты, связанные с содержанием и обслуживанием техники, эксплуатируемой в экстремальных условиях; парк горной техники и оборудования имеет значительный моральный и физический износ, что предопределяет его частичную замену, либо дорогостоящий ремонт.

Что в этом случае позволит предприятию снизить затраты на ремонтное обслуживание и сократить до минимума простои? Достичь этого возможно за счет нескольких факторов:

ведение учета оборудования, «историй» всех проводимых ремонтных работ. Без учета невозможно проведение анализа результатов эксплуатации, причин возникновения дефектов, эффективности инвестиций; введение нормирования ремонтных работ, вплоть до операций. Введение норм невозможно без налаженной системы учета.

Если на предприятии не отлажена система учета и планирование осуществляется «в ручном режиме», то график ремонта техники является формальным, не привязанным к реальным условиям эксплуатации. (Андреева, 2015)

По результатам ревизии техники, опроса руководителей технических служб, специалистов и анализа отчетных данных были выявлены факторы, определяющие существующее неудовлетворительное состояние горного оборудования: существенные отклонения (15-35 %) от графиков ремонта при проведении капитальных и средних ремонтов, профилактических работ; низкое качество выполняемых ремонтов (по оценкам службы, эксплуатирующей горную технику); отсутствие контроля за соблюдением режимов эксплуатации горной техники в соответствии с паспортом (оборудования, забоя и пр.).

Результаты оценки технического состояния экскаваторов на одном из горнодобывающих предприятий Казахстана приведены в таблице 1.

Таблица 1. Техническое состояние экскаваторов.

Table 1. Technical condition of excavators.

Карьер	Кол-во единиц	Оценка технического состояния		
		Удовлетворительное	Неудовлетворительное	Аварийное
«Карьер 1»	18	№№ 103, 201, 137, 207	№№ 38, 112, 104, 119, 117, 136, 140, 127, 114, 142, 143	№№ 141, 139 – осмотрены дважды, № 122
«Карьер 1а»	3	№№ 204, 205, 208	–	–
«Карьер 3»	8	№ 69	№№ 113, 75, 83, 123, 71, 77, 91	–
«Карьер 2»	26	№№ 51, 44, 65, 66, 55, 07, 09, 18, 02, 58, 59, 39, 10, 16	№№ 03, 56, 38, 05, 23, 19, 46, 20, 61, 17, № 62 – осмотрен дважды	№ 36
«Карьер 4»	9	№ 7	№№ 10, 39, 65, 66, 68, 125, 132, 197	–
Всего	**64**	**23**	**37**	**4**

По результатам обследования экскаваторов было рекомендовано:

1. В рамках проведения профилактического обслуживания экскаваторов составить график контроля технического состояния узлов и агрегатов, персонифицировать ответственность за его выполнение.
2. Определить техническое состояние каждого экскаватора (экспертно, инструментально, с помощью приборов).
3. Составить графики периодичности и продолжительности, определить содержание ежесменного и ежемесячного технического обслуживания экскаваторов. Ответственность за их выполнением закрепить за экипажем.
4. Разработать инструкцию контроля качества ремонтных работ, проводимых силами ремонтных бригад.
5. Проверить укомплектованность ремонтных бригад инструментом, оснасткой и комплектующими.
6. Провести ревизию (наличие и качество) требуемой технической документации (регламентов ТО, Т1) на каждом экскаваторе. При необходимости укомплектовать.
7. Организовать контроль состояния забоя, режимов и условий эксплуатации (экипаж).

Прогноз развития

Для повышения уровня эффективности эксплуатации горной техники и использования имеющихся ресурсов приоритетной задачей должна стать стандартизация производственных операций и процессов, которая регламентирует время производительной работы техники и стоимость обеспечения работоспособности оборудования.

Необходимым условием решения этой задачи является паспортизация оборудования, позволяющая вести учет данных по каждой единице техники (техн. характеристики, состояние, расход материалов и запчастей, статистику отказов, плановость ТО и ремонта, стоимость обслуживания и т.д.).

Потребность в ресурсах ремонтного производства должна быть основана на оценке экономической целесообразности проведения ремонтов каждой единицы техники, персонифицированной ответственности за использование ресурсов на рабочем месте, участке, цехе, на формировании системы экономических отношений между службами технической и производственной эксплуатации горной техники и оборудования.

Одним из важнейших аспектов повышения эффективности производства является контроль уровня безопасности процессов и персонала занятого на технологических операциях. Собственники предприятий вынуждены значительно увеличивать финансирование мероприятий по обеспечению безопасности производства, проводить организационные изменения – и, тем не менее, имеют экономические потери вследствие как остановок производства, так и выхода из строя оборудования из-за аварий и инцидентов даже если они не сопровождаются человеческими жертвами.

Проведенные исследования показали, что на Российских угледобывающих предприятиях, оснащенных самой современной техникой, уровень тяжелого и смертельного травматизма выше, чем на таких же зарубежных в 1.2-1.3 раза на 1000 трудящихся и в 2.0-2.5 раза – на 1 млн. т добываемого угля, при этом риск травмирования персонала выше в 5-7 раз. Фоновый (естественный) риск, обусловленный свойствами массивов пород и параметрами применяемого оборудования, вполне сопоставим. Риск же, обусловленный организацией производства, на российских угледобывающих предприятиях выше на полтора порядка (35-70 раз). (Артемьев и др., 2010; Ковалев, 2009).

Такая ситуация сложилась вследствие несоблюдения технологических регламентов, обусловленного недостаточным уровнем организации производства. По данным Ростехнадзора, остановки производства после инцидентов, аварий, тяжелых и смертельных травм, групповых несчастных случаев сопровождаются экономическими потерями, в 50-100 раз превышающими размер своевременных затрат на предотвращение негативных последствий этих событий. Более глубокий и тщательный анализ показывает, что значение этих показателей на 2-3 порядка выше. (Ковалев, 2009).

Заключение

1. Проведение производственно-технического аудита на предприятиях: «УК «Кузбассразрезуголь», УК «АЛРОСА» (ЗАО), АО «Соколовско-Сарбайское горно-обогатительное производственное объединение» и АО «Евроазиатская Энергетическая Корпорация» (Республика Казахстан), АО «Ковдорский ГОК» с использованием системно-комплексного подхода оценки эффективности производства позволило выйти предприятиям на следующие результаты, представленные в таблице 2.

2. После завершения работ по оценке эффективности деятельности горнодобывающих предприятий им переданы методические материалы, Положения о ППР, ремонтно-технологическая и нормативная документация, методики и методические рекомендации, содержащие аналитические расчеты, позволяющие при соответствующей организации и заинтересованности ключевого персонала предприятия выйти на другой уровень эффективности, посредством оптимизации расхода ресурсов и повышения надежности горной техники.

Кратко обобщая результаты проведенного исследования, важно обратить внимание на необходимость постоянного совершенствования методов расчетов и оценки деятельности горнодобывающего предприятия, что позволит своевременно реагировать на негативные изменения и принимать соответствующие управленческие решения.

Таблица 2. Результаты деятельности горнодобывающих предприятий.

Table 2. Mining companies ' performance results.

Экскавация	Рудоподготовка	Обогащение
принято решение о выводе части горной техники из эксплуатации по критериям: - надежность; - интенсивность - экономичность.	произведена оценка технического состояния и производительности дробильно-размольного оборудования (ДРО)	произведен расчет возможной производительности обогатительного оборудования
разработано пять проектов эффективной организации работ ремонтных участков	разработаны рекомендации по замене ДРО с учетом его технического состояния и производительности	проведена оценка знаний эксплуатационного и ремонтного персонала относительно его функционала
разработаны технологические регламенты на ремонт экскаваторов (стандарты)	разработаны технологические регламенты на ремонт ДРО	проведены аналитико-моделирующие семинары по вопросам мотивации, взаимодействия персонала
проведена аттестация машинистов экскаваторов	проведены учебные семинары по освоению персоналом технических регламентов	разработаны технологические регламенты на ремонт обогатительного оборудования
проведена аттестация ремонтного персонала	проведена проверка знаний ремонтного и эксплуатационного персонала относительно знаний по техники безопасности	проведен хронометраж рабочего времени руководителями и специалистами цеха. Выявлены потери рабочего времени – 35%
разработаны маршрутные карты осмотра горной техники и оборудования (чек-листы)	разработано «Положение о взаимодействии подразделений»	проведен хронометраж рабочего времени ремонтного персонала. Выявлены потери рабочего времени – 30%
разработано Положение о мотивации эксплуатационного и ремонтного персонала	разработано «Положение о мотивации персонала»	

Литература

8. Андреева Л.И. Возможности повышения эффективности использования ресурсов в ремонтном производстве // Проблемы недропользования. Екатеринбург. Изд-во: ИГД УрО РАН. 2015. Вып. 1(4). С. 134–141.
9. Артемьев В.Б. Сальников А.А., Заньков А.П. и др. Эффективность и безопасность производства с точки зрения экономики: противоречие или единство? М. Изд-во: Горная книга. 2010. Вып. 9. 32 с.
10. Боярских Г.А. и др. Теория старения машин. Екатеринбург. 2004. 186 с.
11. Карпенко С.В., Емец И.И., Харитонов Ю.А., Андреева Л.И., Красникова Т.И. Повышение эффективности организации деятельности ремонтной службы как важная составляющая функционала главного механика // Уголь. 2015. № 1. С. 66–68.
12. Килин А.Б., Азев В.А., Костарев А.С., и др. Эффективное развитие угледобывающего производственного объединения: практика и методы (под. ред В.Б. Артемьева). М. Изд-во: Горная книга. 2019. 280 с.
13. Ковалев В.А. Методология развития региональной системы управления охраной труда и промышленной безопасностью на угольных шахтах: Дисс. д.т.н.: 05.26.01. / В.А. Ковалев. М. 2009. 301 с.
14. Robert J House, Andre Delbecg, Toon W. Taris. Value Dased Leadership: An Integrated Theory and an Empirical Test (working paper).

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 20–25

Раннепротерозойские кааламский и велимякский магматические комплексы Северного Приладожья: источники и эволюция магм

Анисимов Р.Л. [1], **Кириллова П.А.** [1], **Петракова М.Е.** [1], **Балтыбаев Ш.К.** [1, 2]
[1] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, romjulleoanis@mail.ru*
[2] *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, shauket@mail.ru*

Аннотация. Раннепротерозойские интрузии Кааламо и Велимяки имеют схожий U-Pb возраст (~1.88 млрд лет). Породы Велимяки содержат больше щелочей и характеризуются субщелочным эволюционным трендом, тогда как для Кааламо характерен известково-щелочной тренд. Определены составы, которые могли бы отвечать составу родоначальной магмы. Родоначальная магма Велимяки отличалась повышенным отношением $(Na_2O+K_2O)/SiO_2$. Оба массива могли сформироваться из одного источника, если в ходе эволюции велимякская магма перетерпела контаминацию коровым веществом.
Ключевые слова: Кааламо, Велимяки, MCS, габбро, интрузия, моделирование.

Kaalamo and velimyaky early-proterozoic magmatic complexes of the Northern Ladoga area: sources and evolution of magmas

Anisimov R.L. [1], **Kirillova P.A.** [1], **Petrakova M.E.** [1], **Baltybaev S.K.** [1, 2]
[1] *Institute of Precambrian geology and geochronology RAS, St.-Petersburg, Russia, romjulleoanis@mail.ru*
[2] *Saint-Petersburg State University, St.-Petersburg, Russia, shauket@mail.ru*

Abstract. Early-proterozoic Kaalamo and Velimyaky intrusions have a similar absolute age (≈1.88 Ga). Rocks of the Velimyaky contain a significant amount of alkali metals and form a subalkaline evolution trend. The compositions have been determined that could correspond to the composition of the parental magma. Parental magma of Velimyaky has had increased (Na2O+K2O)/SiO2 ratio. Both massifs could have formed from the same source if magma of Velimyaky was contaminated with material from the crust.
Key words: Kaalamo, Velimyaky, MCS, gabbro, intrusion, modeling.

Введение

Кааламский и велимякский магматические комплексы находятся в пределах Раахе-Ладожской зоны сочленения архейского Карельского кратона и протерозойской Свекофеннской складчатой области. Эти комплексы представляют собой серию интрузий, наиболее крупные из которых– Кааламский и Велимякский (рис. 1).

Изучение этих массивов началось еще два столетия назад, что связано с их рудоносностью. Но, несмотря на длительную историю изучения и полученные подробные сведений о составах пород этих двух комплексов, пока только констатируется тот факт, что эволюционные тренды их различаются на два типа: субщелочной у велимякского комплекса и известково-щелочной – у кааламского (рис. 2 а). Это различие находит отражение на минеральном уровне: в породах массива Велимяки наблюдается калиевый полевой шпат, который в средних породах может преобладать над плагиоклазом («мангериты» по Г. М. Саранчиной).

Исследователи расходились во мнении о причине повышенной щелочности габброидов велимякского комплекса – одни считали, что это является особенностью состава первичных магм (Саранчина, 1948), а другие (Алексеев, Кулешевич, 2017), полагали , что при наложенных процессах возникает калишпатовый парагенезис и породы приобретают субщелочной тренд.

Мы попытались получить ответы на вопрос о специализации магм и количественно оценить возможные механизмы дифференциации первичных расплавов при чистой фракционной кристаллизации (FC) и фракционной кристаллизации с сопутствующей ассимиляцией боковых пород (AFC).

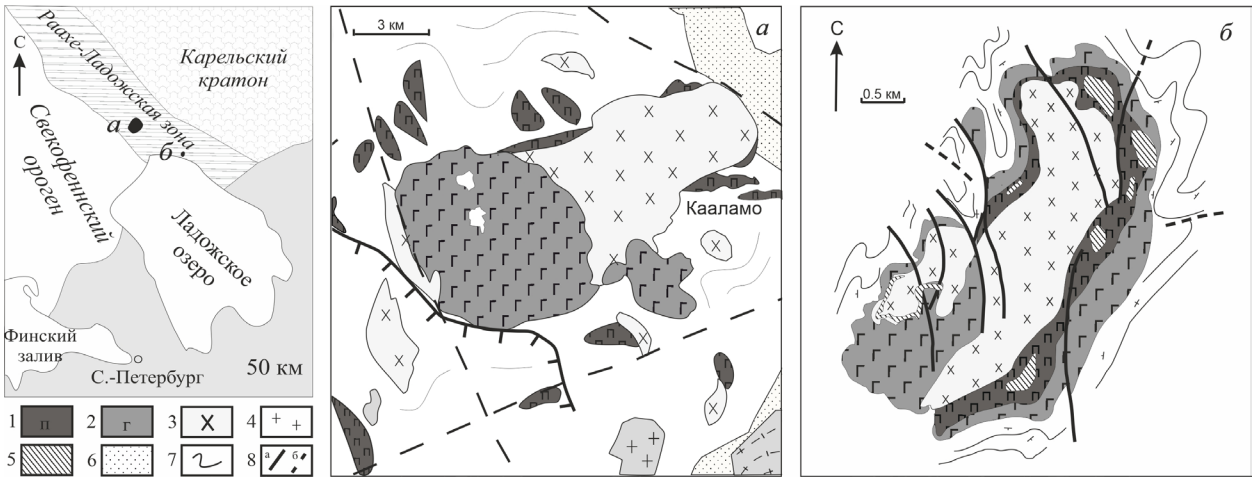


Рис. 1. Схематические карты Кааламского (*а*) и Велимякского (*б*) массивов (Ладожская протерозойская..., 2020) с дополнениями. 1 – преимущественно пироксениты, 2 – габбро, габбронориты, габбродиориты, 3 – диориты, габбродиориты, 4 – граниты, 5 – рудные пироксениты, 6 – породы сортавальской серии, 7 – породы ладожской серии, 8 – разломы: *а* – видимые, *б* – предполагаемые.

Fig. 1. Schematized geological maps of Kaalamo (*а*) and Velimyaky (*б*) massifs (Proterozoic Ladoga… 2020) with corrections. 1 – pyroxenites predominantly, 2 – gabbro, gabbro-norites, gabbro-diorites, 3 – diorites, gabbro-diorites, 4 – granites, 5 – ore pyroxenites, 6 – rocks of Sortavala series, 7 – rocks of Ladoga series, 8 – faults: *а*-visible, *б*-proposed.

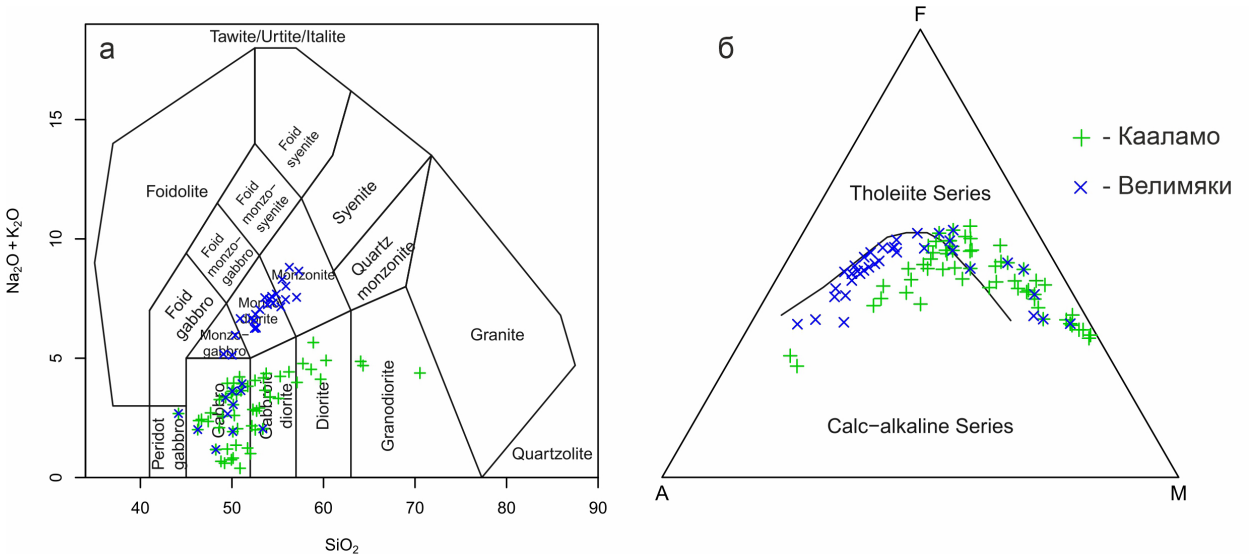


Рис. 2. Классификационные диаграммы для пород кааламского и велимякского комплексов: а – TAS (Middlemost, 1994), б – AFM (Irvin, Baragar, 1971). Авторские и опубликованные данные (Ладожская протерозойская..., 2020).

Fig. 2. Classification diagrams for kaalamo and velimyaky complexes: a – TAS (Middlemost, 1994), б – AFM (Irvin, Baragar, 1971). The author's and published data were used (Proterozoic Ladoga… 2020).

Методика исследования

Для моделирования эволюции расплавов в процессе образования Велимякской и Кааламской интрузий нами использовалось приложение Magma Chamber Simulator (MCS) (Bohrson et al., 2014; https://mcs.geol.ucsb.edu/). MCS основан на базе программ семейства MELTS (http://melts.ofm-research.org/) и позволяет производить термодинамическое моделирование FC, AFC, а также учитывать смешение с добавочными порциями расплава (RFC или RAFC). Для настоящего исследования

нами выбран вариант Rhyolite-MELTS 1.1.0 (Gualda et al., 2012; Ghiorso and Gualda, 2015). Были использованы 93 XRF-анализа пород Кааламо и Велимяки.

Составы пород, петрохимия и геохимия

На диаграмме TAS составы кааламских пород варьируют от габбро до гранодиоритов, а велимякских – от габбро до монцогаббро и монцонитов (рис. 2 а). Отношение Na_2Oсред./K_2Oсред. в породах Кааламо составляет 2.36; а в породах Велимяки – 1.46 (для Кааламо – среднее из 58 анализов, для Велимяки – из 36 анализов). Это означает, что доля Na_2O преобладает над K_2O как в Кааламо, так и в Велимяки, но в Велимяки это преобладание слабее. На AFM-диаграмме оба интрузива образуют схожие переходные тренды от толеитового ряда к известково-щелочному с ростом SiO_2 (рис. 2 б).

Породы Кааламо и Велимяки массивов имеют схожие спектры распределения REE: значительное обогащение LREE относительно HREE, отсутствие значительных Eu-аномалий. Исключение составляют диориты Кааламо, для них характерны более низкие концентрации REE, при этом степень фракционирования их сильнее и наблюдаются также большие положительные Eu-аномалии (Кириллова и др., 2020).

Моделирование родоначальных расплавов Кааламо и Велимяки

Для моделирования эволюции магматических систем необходимо знать состав родоначального расплава. Для того, чтобы его определить существуют разные подходы (расчет среднего состава интрузива, использование составов автолитов, малых дайковых тел, не претерпевших дифференциацию и пр.). Мы смоделировали фракционную кристаллизацию, принимая за гипотетический родоначальный расплав все имеющиеся у нас составы пород этих массивов (93 анализа) при начальных параметрах: давление 4 кбар, что отвечает оценкам по минеральным геобарометрам окружающих пород (Геология…, 2000), содержание воды в расплаве 1-6 вес.%, кислородный буфер QFM. Тренды изменения составов остаточных расплавов в ходе FC наносились на TAS-диаграмму. Результаты показали, что подавляющее большинство составов пород Велимяки образовало типичный для Велимякского массива субщелочной тренд. Для Кааламо оказалось, что примерно половина анализов порождает типичный для него известково-щелочной тренд, а другая половина – субщелочной (рис. 3).

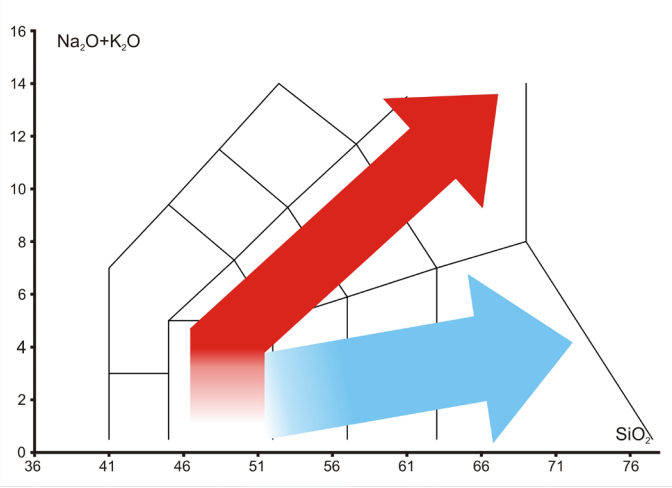


Рис. 3. Типичные тренды составов остаточных расплавов для Кааламской и Велимякской интрузий.

Fig.3. Typical compositional trends of residual melts of the Kaalamo and Velimyaky intrusions.

Мы рассмотрели возможные факторы, которые могли привести к появлению двух типов трендов. Как видно на рисунке 4, увеличение общего давления приводит к выполаживанию тренда, а увеличение содержания воды в расплаве делает тренд более известково-щелочным. В целом, можно отметить, что влияние давления и содержания воды на поведение тренда незначительно, не может привести к появлению двух типов трендов. Была рассмотрена также взаимосвязь между составом породы и типом тренда, который она образует. Для этого были выделены составы пород, отве-

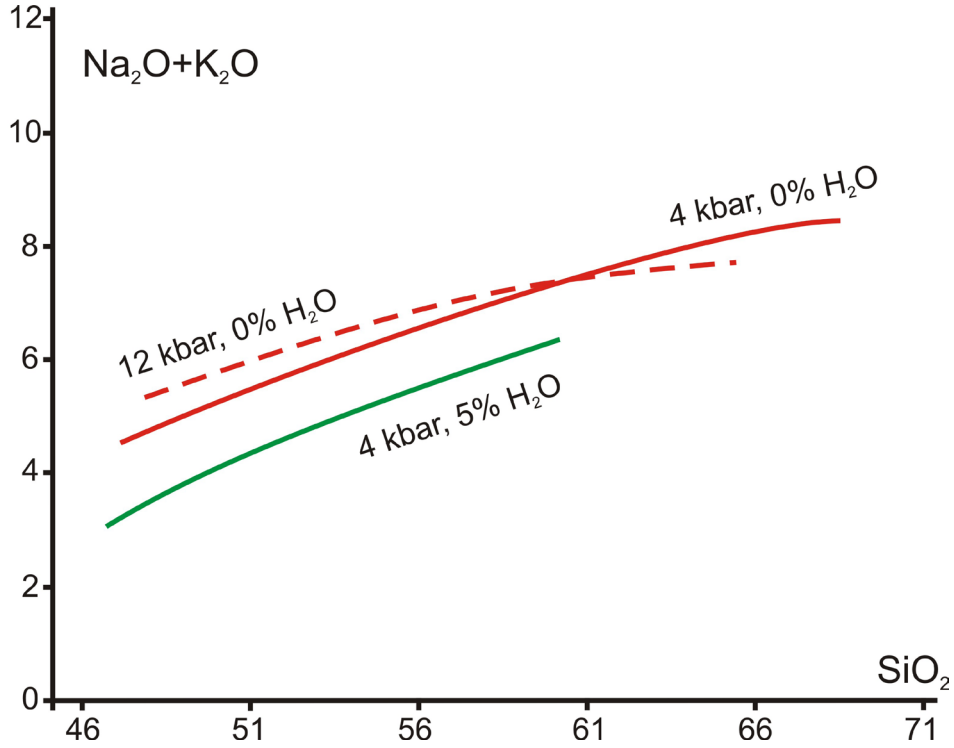


Рис. 4. Поведение трендов составов остаточных расплавов при изменении общего давления и содержания воды в расплаве.

Fig.4. Behavior of compositional trends of residual melts depending on changes in total pressure and water content in the melt.

чающие наименее дифференцированным разностям (габброиды) как наиболее вероятные родоначальные расплавы для массивов.

Габброиды массива Кааламо четко разделились на две группы – составы с известково-щелочным и с субщелочным типом тренда. Эти две группы занимают закономерные области на большинстве диаграмм (рис. 5). По полученным данным выделена сравнительно узкая область составов, которые порождают известково-щелочной тренд эволюции магматической системы, характерный для Кааламо. Эти составы объединяет пониженное отношение $(Na_2O+K_2O)/SiO_2$.

Каким мог быть родоначальный расплав для Велимякской интрузии? Это мог быть расплав, отличающийся повышенным отношением $(Na_2O+K_2O)/SiO_2$.

Мы предполагаем, что это мог быть и сам родоначальный расплав Кааламо, претерпевший контаминацию вмещающими породами. Однако, эта контаминация должна происходить на достаточно большой глубине, потому что, на уровне магматической камеры Велимяки потребуется значительное время для прогрева вмещающих пород до состояния плавления. Это приведет к тому, что тренд эволюции остаточного расплава начнет переходить в субщелочную область уже на поздних этапах эволюции магматической системы, что не отвечает наблюдаемому в Велимякском массиве. При проверке модели ассимиляции для всех гипотетических родоначальных расплавов «кааламского типа» на глубине, соответствующей давлению 8 кбар (в качестве вмещающей породы был взят средний состав гранито-гнейсов Кирьяволахтинского купола (Лобач-Жученко и др., 1974)) были получены субщелочные тренды, подобные трендам Велимяки.

Выводы

Составы, которые могли бы отвечать родоначальному расплаву Кааламо объединяет пониженное отношение суммы щелочей при одинаковой кремнекислотности.

Родоначальный расплав Велимякской интрузии мог быть схожим с родоначальным расплавом Кааламо, но отличаться повышенным отношением $(Na_2O+K_2O)/SiO_2$.

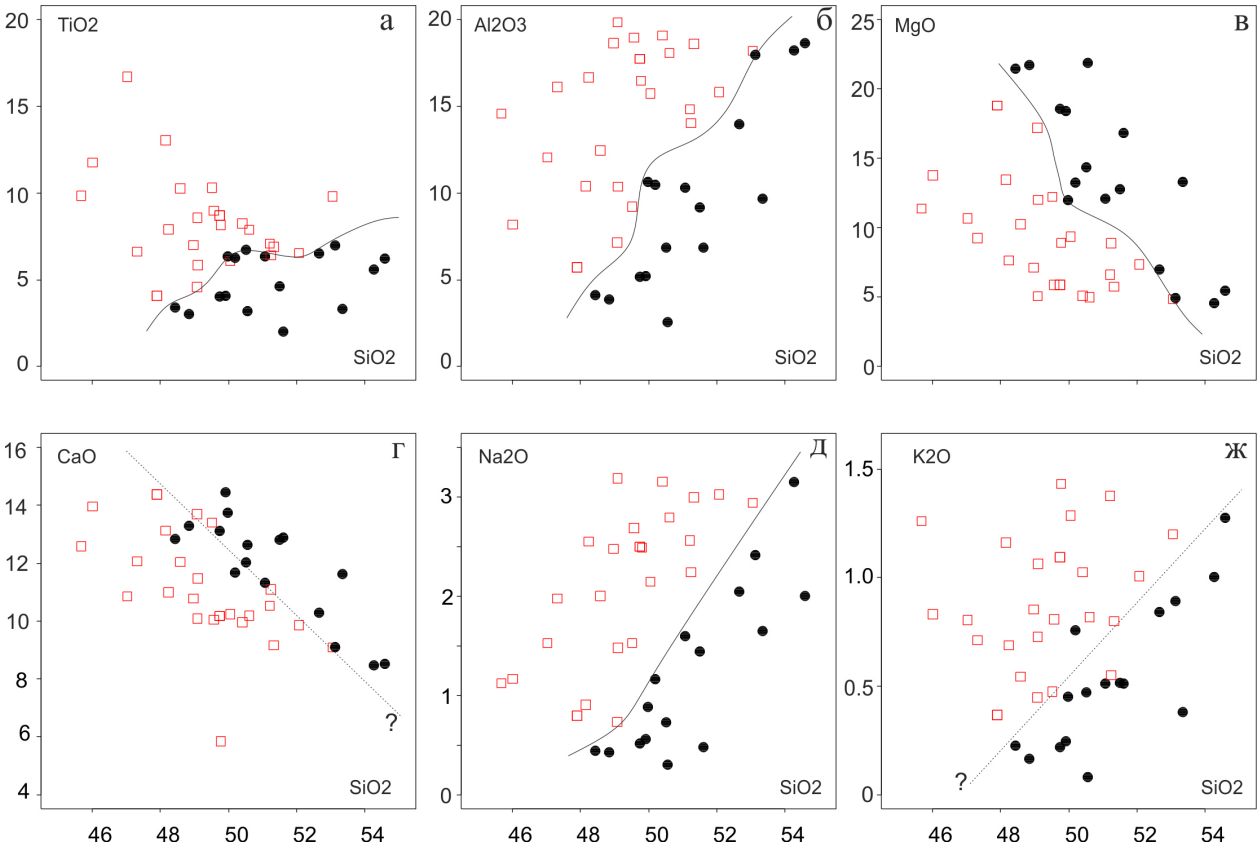


Рис. 5. Диаграммы оксид-SiO_2 для габброидов Кааламо. Квадраты – составы, порождающие субщелочные тренды эволюции остаточных расплавов; круги – составы, порождающие известково-щелочные тренды.

Fig. 5. Diagrams oxid-SiO_2 for gabbroids of Kaalamo. Squares are compositions with subalkaline compositional trends of residual melts; circles are compositions with calc-alkaline compositional trends.

Оба массива могли сформироваться из одного источника, если в ходе эволюции велимякская магма претерпела контаминацию коровым веществом.

Работа выполнена в рамках темы НИР № FMUW-2019-0013.

Литература

1. Алексеев И.А., Кулешевич Л.В. Благороднометалльная минерализация массива Вялимяки (Северное Приладожье, Карелия) // Труды КарНЦ РАН. 2017. сер. Геология докембрия. № 2. С. 60–72. DOI: 10.17076/geo115.
2. Геология и петрология свекофеннид Приладожья (ред. В.А. Глебовицкий). СПб. Изд-во: СПбГУ. 2000. 200 с.
3. Кириллова П.А., Анисимов Р.Л., Галанкина О.Л., Балтыбаев Ш.К. Геохимические особенности раннепротерозойских полифазных интрузийгабброидов Северного Приладожья (ЮВ Фенноскандинавского щита) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2020. № 17. С. 255–259.
4. Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) (ред. Н. В. Шаров). Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН. 2020. 435 с.
5. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л. Изд-во: Наука. 1974. 207 с.
6. Саранчина Г.М. Петрология Вялимякской интрузии и связанное с нею рудопроявление // Изв. Карело-Финск. науч.-исслед. базы АН СССР. 1948. № 2. С. 32–42.
7. 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 // J. Petrol. 2014. 55. P. 1685–1717. https://doi.org/10.1093/petrology/egu036

8. Ghiorso M.S., Gualda G.A.R. An H2O-CO2mixed fluid saturation model compatible with rhyolite-MELTS // Contrib. Mineral. Petrol. 2015. 169. P. 1-30. https://doi.org/10.1007/s00410-015-1141-8.
9. Gualda G.A.R., Ghiorso M.S., Lemons R.V., Carley T.L. Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems // J. Petrol. 2012. 53. P. 875–890. https://doi.org/10.1093/petrology/egr080.
10. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian Journal of Earth Sciences. 1971. 8. P. 523–548.
11. Middlemost E.A.K. Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System // Earth-Science Reviews. 1994. 37. P. 215–244.DOI: 10.1016/0012-8252(94)90029-9

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 26–30

Вторичные отложения и эволюция Онотских пещер (Восточный Саян)

Базарова Е.П.
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, bazarova@crust.irk.ru

Аннотация. Вторичные минеральные образования Онотских пещер представлены агрегатами гравитационных и кораллитовых кор, сложенными кальцитом, арагонитом и гидромагнезитом, а также криогенными минеральными образованиями, сложенными икаитом и лансфордитом. Выделены четыре стадии развития пещер: первичной обводненности (1), снижения водопритока (2), вторичной обводненности (3) и современная стадия высыхания (4). На стадии снижения водопритока происходило отложение мощных натечных кор, сложенных кальцитом. После осушения пещер и формирования их современного облика началось отложение кораллитовых кор и криогенных минеральных образований, сложенных Mg-содержащими минералами.
Ключевые слова: пещеры, вторичные минералы, спелеотемы, Восточный Саян.

Secondary deposits and evolution of the Onotskie caves (Eastern Sayan)

Bazarova E.P.
Institute of the Earth Crust SB RAS, Irkutsk, bazarova@crust.irk.ru

Abstract. Secondary mineral formations of the Onotskie caves are represented by aggregates of gravitational and corallite crust, as well as cryogenic mineral formations. Secondary mineral formations are composed of calcite, aragonite and hydromagnesite. Cryogenic mineral formations are composed of ikaite and lansfordite. Four stages of caves evolution have been identified: primary flooding (1), decreasing water inflow (2), secondary flooding (3) and stage of drying out (4). After the draining of the caves and the formation of its modern form, the deposition of corallite crusts and cryogenic mineral formations began. These deposits are composed of Mg-containing minerals.
Key words: caves, secondary minerals, speleothems, Eastern Sayan.

Вторичные минеральные образования пещер несут информацию о степени обводненности, составе вмещающих пород, микроклимате и механизме образования подземных полостей. В свою очередь, условия в пещерах контролируются гидрогеологическими и климатическими условиями на поверхности. В данной работе рассматривается минеральный и химический состав спелеотем Онотских пещер, процессы привноса и выноса химических элементов при спелеолитогенезе и связь вторичных отложений с этапами эволюции карстовых полостей.

Онотские пещеры (Большая и Малая) находятся в Иркутской области в предгорьях Восточного Саяна, на правом берегу р. Онот, в нижней части скального выхода. Большая Онотская пещера имеет длину 226 м при амплитуде 60 м. В пещере два входа: основной - аркообразный, и дополнительный - трубообразный провал, под которым на полу пещеры находится конус около 10 м высотой, сложенный глинисто-щебнистым материалом. Пещера представляет собой прямой ход шириной от 4 до 10 м, приводящий в грот длиной 20 м при ширине до 16 м. Малая Онотская пещера имеет протяженность 136 м при амплитуде 8 м и представлена извилистым ходом с одним длинным и четырьми короткими ответвлениями (Вологодский, 1975). В обеих пещерах наблюдаются сезонные ледяные образования конжеляционного и сублимационного генезиса: сталактиты, сталагмиты, ледяные коры, изморозь. Лед формируется за счет просачивания воды сквозь кровлю по системе трещин и через верхний вход в Большой пещере.

Отбор образцов проводился в ходе тренировочно-исследовательского выезда в ноябре 2014 г. (руководитель Докучаев А.Г.). Были взяты образцы вмещающих пород и водно-хемогенных образований, сломавшихся естественным путем. Определение минерального состава образцов проводили в ЦКП Института земной коры СО РАН в г. Иркутске методом порошковой дифракции на рентгеновском дифрактометре ДРОН – 3.0 при условиях съёмки: излучение – CuKα, Ni – фильтр, V= 25 кВ, I = 20 мА, шаг сканирования – 0.05° (аналитик Ущаповская З.Ф.) и в Геологическом институте СО РАН в г. Улан-Удэ на микроскопе “LEO-1430VP” (Carl Zeiss International) с энергодисперсионным

спектрометром «INCAEnergy 300» (Oxford Instruments Analytical Ltd.) при условиях анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 0.3–0.4 нА, размер зонда <0,1 мкм, время измерения 50 сек, ошибка +- 2 масс. % (аналитик Хромова Е.А.). Определение химического состава образцов было выполнено в ЦКП Института земной коры СО РАН в г. Иркутске методом силикатного анализа (аналитик Самойленко М.М.).

Онотские пещеры приурочены к гидротермально измененным доломитам камчадальской свиты нижнего протерозоя. Доломиты от серого до темно-серого цвета, зачастую окварцованы, с включениями талька, плагиоклаза и хлорита. Содержание (среднее по 9 пробам, мас.%) SiO_2 15.4, TiO_2 0.18, Al_2O_3 2.52, Fe_2O_3 1.04, FeO 1.45, MnO 0.41, MgO 21.48, CaO 21.33, Na_2O 0.06, K_2O 0.02, P_2O_5 0.04, CO_2 32.09, потери при прокаливании 3.65.

В пещерах наблюдается пять генетических типов (Максимович, 1963) вторичных образований: обвальные, водные механические, остаточные, водные хемогенные, а также криогенные образования. Обвальные образования сложены обломками вмещающих пород; водные механические осадки сформированы отложениями временных водотоков и представлены песчано-глинистыми и галечно-гравийными отложениями. Остаточные образования, сложенные нерастворимым остатком вмещающих пород, находятся в пещерах совместно с водными механическими и обвальными отложениями.

Водные хемогенные образования представлены агрегатами гравитационных и кораллитовых кор в соответствии с классификацией, основанной на способе подачи питающего раствора (Степанов, 1971; Мальцев, 1993). Агрегаты класса гравитационных кор в п. Большая Онотская представлены натечной корой мощностью до 1.5 м и длиной около 3.5 м, отпрепарированной в стенной нише в гроте (рис. 1 а) и натечными корами меньшей мощности. В п. Малая Онотская, кроме натечных кор, распространены драпировки и сталактиты. Минеральный состав агрегатов данного класса представлен кальцитом и арагонитом, также отмечаются отдельные мелкие включения кварца, гетита, плагиоклаза, биотита, мусковита, хлорита.

Кораллитовые коры наблюдаются преимущественно в Малой Онотской пещере и представлены кораллитами (рис. 1 б), иногда совместно с мелкими кристалликтитами. Кораллиты сложены Mg-содержащим кальцитом и арагонитом, иногда с гидромагнезитовыми обрастаниями. Присутствие магнезиального кальцита как основного минерала водных хемогенных образований Онотских пещер указывает на то, что образование арагонита в данных пещерах контролируется присутствием ионов Mg в питающем растворе. Формирование гидромагнезитовых обрастаний происходит при повышении концентрации Mg в растворе после выпадения из раствора кальцита и арагонита (Мальцев, 1993; Hill, Forti, 1997).

В составе кораллитов, особенно в нижних слоях, отмечаются многочисленные акцессорные минералы: кварц, гетит, доломит, магнетит, хлорит, апатит, рутил, гранат. Зачастую скопления этих зерен образует центры роста, вокруг которых отлагаются последующие слои кальцита (рис. 1 в). Выше в слоях кальцита наблюдаются также отдельные зерна магнетита, доломита, гетита, хлорита, талька и фторапатита. Зерна железистых минералов имеют как вытянутую игольчатую (рис. 1 г) или остроугольную обломочную форму, так и сглаженные очертания. Так как рутил может слагать мельчайшие новообразования в осадочных породах, богатых гидроокислами железа, алюминия и кремния (Бетехтин, 1950), то включение этого минерала в кальците кораллита Малой Онотской может иметь автохтонное происхождение. Апатит также может быть автохтонным, так как содержание фосфора в общем составе кораллита превышает его содержание во вмещающих породах. Доломит в спелеотемах Онотских пещер имеет форму, как обломочных зерен, так и слагает участки среди Mg-содержащего кальцита, что может указывать на его отложение из раствора с увеличением содержания иона Mg. Гетит является весьма распространенным пещерным минералом (Hill, Forti, 1997), зачастую образуется из других железосодержащих минералов и в кораллите является продуктом изменения магнетита. Прочие акцессорные минералы (кварц, плагиоклаз, слюды, хлорит, гранат) имеют, по-видимому, аллохтонное происхождение за счет глинистой примеси, захваченной кораллитом в процессе роста.

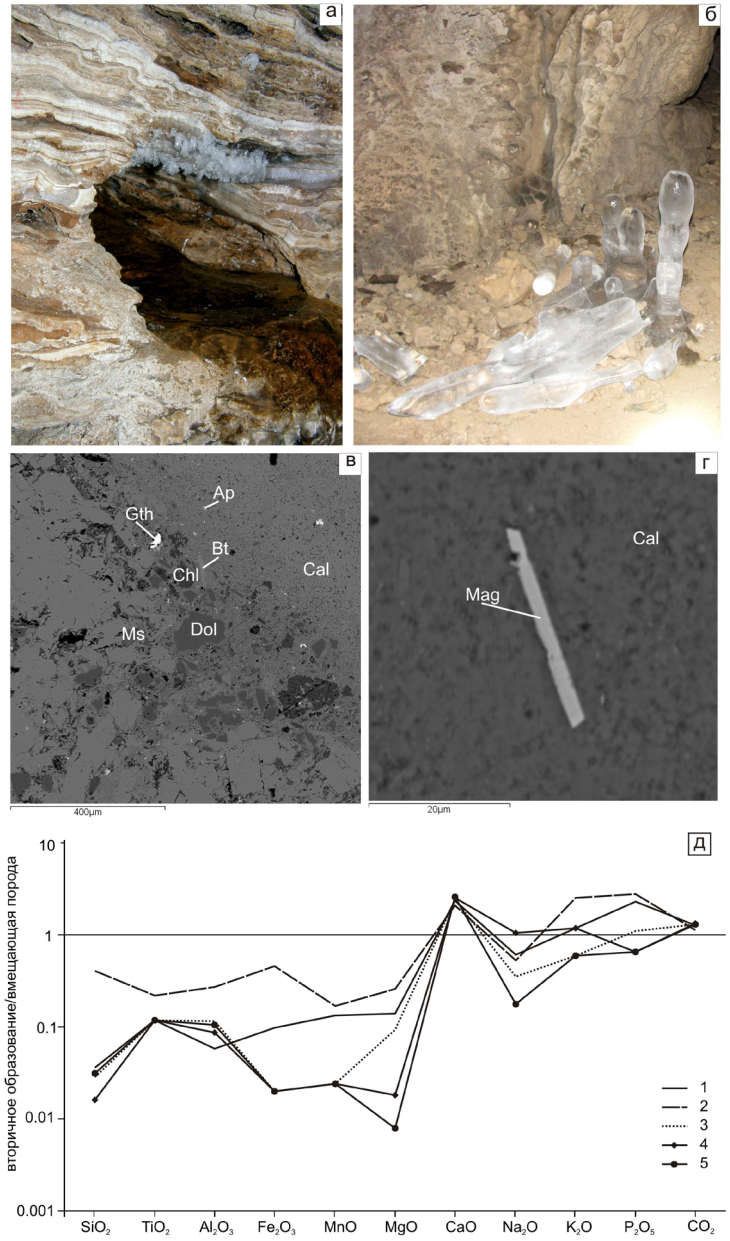


Рис. 1. В верхнем ряду – водные хемогенные образования (а – б): а – участок натечной коры, отпрепарированной в стене грота в п. Большая Онотская (фотография С.Ю. Пономарева), б – мелкие кораллиты на стене в п. Малая Онотская (фотография А.Г. Докучаева). На стенах и на полу обеих пещер видны ледяные образования. В среднем ряду – внутреннее строение кораллита (в – г): в – скопление зерен, слагающих центр роста кораллита, г – игольчатое включение магнетита в кальците (Ap – фторапатит, Ms – мусковит, Cal – кальцит, Dol – доломит, Gth – гетит, Bt – биотит, Chl – хлорит, Mag – магнетит). Внизу – график относительных концентраций петрогенных компонентов в составе вторичных образований Онотских пещер. Малая Онотская: 1 – натечные коры, 2 – кораллиты, 3 – сталактит; Большая Онотская: 4 – натечная кора, 5 – натечная кора, вскрытая в стенной нише.

Fig. 1. In the upper row – water chemogenic formations (a – b): a – a section of the flowstone, prepared in the wall of the grotto in the Bolshaya Onotskaya cave (photo by S.Yu. Ponomarev), b – small corallites on the wall in the Malaya Onotskaya cave (photo by A.G. Dokuchaev). Ice formations are visible on the walls and on the floor of the caves. In the middle row – internal structure of corallite (c – d): c – accumulation of mineral grains composing the center of growth of corallite, d – acicular inclusion of magnetite in calcite (Ap – fluorapatite, Ms – muscovite, Cal – calcite, Dol – dolomite, Gth – goethite, Bt – biotite, Chl – chlorite, Mag – magnetite). In the bottom row – a graph of the relative concentrations of petrogenic components in the secondary formations of the Onotskie caves. Malaya Onotskaya cave: 1 – flowstone, 2 – corallites, 3 – stalactite; Bolshaya Onotskaya cave: 4 – flowstone, 5 – flowstone, prepared in the wall niche.

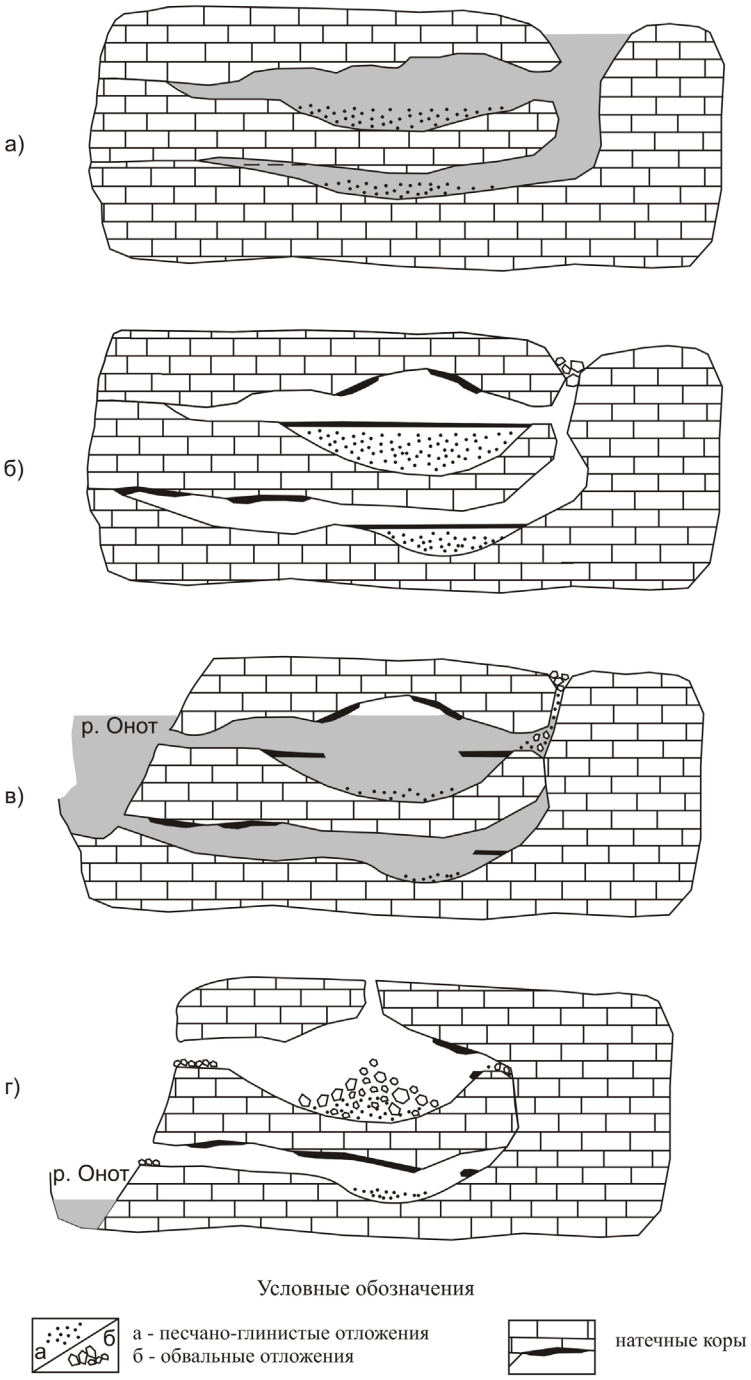


Рис. 2. Схема этапов развития и заполнения вторичными отложениями Онотских пещер: а – образование первичной полости и отложение рыхлого песчано-глинистого материала; б – уменьшение водопритока и цементация аллювиальных отложений вторичным кальцитом; в – вскрытие пещер рекой Онот и частичное вымывание заполнителя; г – формирование современного облика пещер.

Fig. 2. Scheme of the stages of evolution and filling of secondary sediments of the Onotskie caves: a – formation of a primary cave and deposition of loose sandy-clayey material; b – decrease of water inflow and cementation of alluvial deposits of secondary calcite; c – opening of caves by Onot River and partial washing out of the loose deposits; d – the formation of the modern appearance of the caves.

Криогенные минеральные образования наблюдаются преимущественно в п. Большая Онотская в виде мелкокристаллического порошка (так называемая криогенная пудра) на поверхности ледяных образований и в минеральном отношении сложены икаитом и лансфордитом. Подробно данные образования были рассмотрены в работе (Базарова и др., 2016).

Для исследования процессов перераспределения элементов при спелеолитогенезе был построен график относительных концентраций петрогенных компонентов во вторичных образованиях (рис. 1 д). В целом в хемогенных образованиях происходило накопление CaO и CO_2, в отдельных случаях K_2O и P_2O_5, вероятно засчет включений апатита и слюд, прочие компоненты выносятся. Наибольшим обеднением химического состава отличаются образцы натечной коры из п. Большая Онотская, особенно слои вторичного кальцита, вскрытые в стене грота. В отличие от прочих хемогенных образований, данная натечная кора содержит только 0.17 мас. % MgO, что указывает на относительно невысокие концентрации Mg в растворе. Кораллиты и натечные коры из п. Малая Онотская отличаются повышенным, по сравнению с другими агрегатами, содержанием MgO (до 4.34 мас. %).

По результатам исследования вторичных отложений можно предположить следующую схему формирования и развития пещер и выделить характерные особенности осадконакопления в них.

На раннем этапе по трещинам в массиве вмещающих пород была образована исходная полость (рис. 2 а), которая служила активным водотоком и частично заполнилась рыхлым аллювиальным материалом. При падении уровня грунтовых вод и уменьшении скорости течения и притока раствора рыхлые образования были сцементированы кальцитом и глиной. Поверх толщи аллювиальных отложений сформировались мощные кальцитовые коры, реликт которых на сегодняшний день наблюдается в стенной нише грота в Большой Онотской пещере (рис. 2 б). В дальнейшем при углублении долины р. Онот произошло вскрытие и вторичное затопление пещерной системы (рис. 2 в), вследствие чего часть рыхлого заполнителя была размыта и вынесена, но при этом сохранились отдельные участки древних натечных кор. Обвалы в пещере вследствие резкого увеличения водопритока и гравитационных склоновых процессов привели к разделению исходной полости на отдельные пещеры (рис. 2 г) и образованию второго входа в п. Большая Онотская. После ослабления водопритока в обеих пещерах вновь началось отложение агрегатов гравитационных, а также кораллитовых и кристалликтитовых кор. Присутствие магнезиальных минералов (Mg-кальцит, гидромагнезит) указывает на повышение содержания Mg в растворе на данном этапе хемогенного осадконакопления в пещерах. Современное минералообразование представлено формированием сезонных криогенных образований и мелких кораллитов на отдельных участках пещер.

В дальнейшем планируется получение геохронологических данных по древним натечным корам из Большой пещеры, что даст информацию о примерном времени вскрытия пещер рекой и, соответственно, об этапах формирования современного ландшафта на данной территории.

Благодарности

Автор благодарит А.Г. Докучаева за помощь в сборе образцов и аналитиков З.Ф. Ущаповскую, Е.А. Хромову и М.М. Самойленко за проделанные анализы.

Литература

1. Базарова Е.П., Кадебская О.И., Кононов А.М., Ущаповская З.Ф. Условия и особенности криогенного минералообразования в пещерах южной части складчатого обрамления Сибирской платформы (Западное Прибайкалье и Восточный Саян) // Вестник Пермского университета. Геология. 2016. Вып. 2 (31). С. 22-34. DOI: 10.17072/psu.geol.30.22.
2. Бетехтин А.Г. Минералогия. М. Изд-во: Госгеолиздат. 1950. 956 с.
3. Вологодский Г.П. Карст Иркутского амфитеатра. М. Изд-во: Наука. 1975. 124 с.
4. Максимович Г.А. Основы карстоведения. Т. 1. Пермь. 1963. 445 с.
5. Мальцев В.А. Минералы системы карстовых пещер Кап-Кутан (юго-восток Туркменистана) // Мир Камня (World of Stones). 1993. № 2. http://www.vl-maltsev.narod.ru.
6. Степанов В.И. Периодичность процессов кристаллизации в карстовых пещерах // Труды минералогического музея им. Ферсмана. Вып. 20. Москва. 1971. С. 161–171.
7. Hill C., Forti P. Cave minerals of the world. Huntsville. USA.1997. 463 p.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 31–36

Геохимия ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Большетагнинского массива (Восточный Саян)

Базарова Е.П., Савельева В.Б., Данилова Ю.В.
Институт земной коры СО РАН, Иркутск,bazarova@crust.irk.ru

Аннотация. Приводятся новые данные о составе щелочных силикатных пород, карбонатитов и метасоматитов Большетагнинского массива. Выявлено, что среди алюмосиликатных пород преобладают породы калиевой серии, но среди них встречаются породы натриевой серии. По сравнению с фельшпатоидными породами, субщелочные полевошпатовые сиениты обеднены редкоземельными элементами, имеют более фракционированное распределение легких РЗЭ и отрицательную Eu-аномалию, а по сравнению с ийолит-уртитами и нефелиновыми сиенитами – пониженные содержания Ti, Zr, Y, Sr, P, Pb, при повышенных содержаниях Nb и U. При сравнении редкоэлементных спектров кальцитовых карбонатитов со спектрами ийолитов и нефелиновых сиенитов отмечается обедненность карбонатитового расплава Zr, Hf, тяжелыми РЗЭ, Y и обогащенность легкими РЗЭ относительно тяжелых, что можно рассматривать как признаки ликвационного происхождения карбонатного расплава.

Ключевые слова: Большетагнинский массив, карбонатиты, ультраосновные породы, геохимия.

Geochemistry of ultramafic-alkaline rocks and carbonatites of the Bol’shetagninsky massif (Eastern Sayan)

Bazarova E.P., Savelyeva V.B., Danilova Yu.V.
Institute of the Earth’s Crust SB RAS, Irkutsk, bazarova@crust.irk.ru

Abstract. New data of the composition of alkaline silicate rocks, carbonatites and metasomatites of the Bol’shetagninsky massif are presented in this paper. It was revealed that rocks of the potassium series predominate among aluminosilicate rocks, but among it there are rocks of the sodium series. Compared with felspathoid rocks, subalkaline feldspar syenites are depleted in the REE, also it have a more fractionated distribution of light REE and a negative Eu-anomaly. Compared with ijolite-urtites and nepheline syenites, subalkaline feldspar syenites have lower contents of Ti, Zr, Y, Sr, P, Pb and a high contents of Nb and U. When comparing the rare-element spectra of calcite carbonatites with spectra of ijolites and nepheline syenites, the depletion of the carbonatite melt in Zr, Hf, heavy REE, Y and enrichment in light REE are noted. This feature can be considered as signs of the liquation origin of the carbonate melt.

Key words: Bol’shetagninsky massif, carbonatites, ultramafic rocks, geochemistry.

Специфической особенностью состава карбонатитов является их обогащенность редкими элементами, которые широко применяются в различных отраслях промышленности. С карбонатитами связаны крупнейшие месторождения Nb, Ta, РЗЭ, Zr, Ba, Sr, Th, Fe, а также апатита, флогопита и флюорита. Щелочно-карбонатитовые комплексы характеризуются многообразной и сложной минерализацией, при этом пока не выяснены до конца механизмы распределения рудных компонентов и образования месторождений редкоземельных элементов и ниобия. Сложной проблемой является также генезис карбонатитов. На образование данных пород существует три взгляда: (1) фракционная кристаллизация карбонатизированной силикатной магмы, (2) жидкостная карбонатно-силикатная несмесимость, (3) выплавление из карбонатизированных мантийных перидотитов.

Большетагнинский массив, входящий в зиминский комплекс ультраосновных пород и карбонатитов вендского возраста, отличается от других массивов комплекса широким распространением субщелочных микроклиновых сиенитов, внедрение которых вызвало интенсивный метасоматоз более ранних щелочных пород. Массив находится в юго-западной части Сибирской платформы в зоне ее сочленения с Алтае-Саянской складчатой областью. Вмещающие породы представлены песчаниками и серицит-хлоритовыми сланцами и песчаниками игнашинской свиты нижнего рифея и углисто-глинистыми сланцами и песчаниками урикской свиты нижнего протерозоя. Большетаг-

нинский массив имеет округлую форму при зонально-кольцевом строении и сложен пироксен-нефелиновыми породами серии мельтейгит – ийолит-уртит, нефелиновыми и щелочными сиенитами, калишпатовыми сиенитами и карбонатитами, также отмечаются дайки пикритовых порфиритов – альнеитов (Кожевников и др., 1974; Фролов, Багдасаров, 1967; Фролов, Белов, 1999).

В работе приводятся новые данные о составе щелочных силикатных пород массива, карбонатитов и метасоматитов с целью выявления особенностей распределения химических элементов, в том числе рудных компонентов.

Химический состав пород изучен в Институте земной коры СО РАН г. Иркутска методом силикатного анализа (аналитик Самойленко М.М.), методом ICP-MS (аналитик Пантеева С.В.) в ОПЦКП «Ультрамикроанализ» на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 ce (Agilent Technologies Inc., США) по методике (Panteeva et al., 2003) и методом рентгенофлюоресцентного анализа (аналитик Худоногова Е.В.).

Щелочные силикатные породы представлены ийолитами, уртитами и сиенитами (нефелиновые, эгириновые, калишпатовые).

Ийолиты сложены диопсидом, эгирин-диопсидом и нефелином, присутствуют меланит и апатит, единичные зерна биотита. Породы часто калишпатизированы, карбонатизированы и биотитизированы и характеризуются минимальными по сравнению с другими силикатными породами массива коэффициентом агпаитности (Кагп) (0.58) и суммой щелочей Na_2O и K_2O (5.9) при сильно варьирующем и в целом низком отношении Na_2O/K_2O (0.03-0.83) за счет наложенной микроклинизации, но при этом наибольшими содержаниями CaO (20.1 мас. %), Co (15.7) и W (5.1) (ppm).

Образец уртита сложен преимущественно канкринитизированным нефелином, присутствуют также биотит, гранат и апатит. При наименьшем по сравнению с другими силикатными породами комплекса содержании кремнезема SiO_2 (32.8), уртит отличается наиболее высоким отношением Na_2O/K_2O (4.1) и наибольшими содержаниями TiO_2 (2.4), Al_2O_3 (15.7), MgO (3.4), Na_2O (7.5) (мас. %), F (0.6) и Ta (6.1) (ppm).

Нефелиновые сиениты сложены нефелином, калиевым полевым шпатом, нередко замещающим нефелин, пироксеном - диопсидом и титан-авгитом, также присутствуют биотит, кальцит, апатит, рудные минералы и гранат, при этом иногда отмечается порфировидная структура (порфировые выделения нефелина и калиевого полевого шпата). Среднее содержание SiO_2 для данных пород 36.2 мас. % при сумме Na_2O и K_2O 7.4 мас. % и Кагп 0.6. При повышении SiO_2 происходит снижение Кагп (рис. 1 а). Отношение Na_2O/K_2O низкое (0.02-0.17), что обусловлено наложенной микроклинизацией. По сравнению с другими силикатными породами массива нефелиновые сиениты характеризуются наибольшими содержаниями MnO (0.53), P_2O_5 (1.3) (мас. %), Zn (213), Ge (1.3), Zr (526), Mo (3.5), Ba (3161), Y (53), Hf (7.2), Tl (0.5), Pb (14.4) и Th (3.9) (ppm).

Образец эгиринового сиенита сложен калиевым полевым шпатом и эгирином, в подчиненном количестве отмечаются также кальцит, доломит, апатит, стронцианит, пирохлор. Эгириновый сиенит характеризуется наиболее высоким для исследуемых силикатных пород массива содержанием SiO_2 (52.4 мас. %), суммой щелочей (12.5 мас. %) и Кагп (1.7), а также наибольшими содержаниями Fe_2O_3 (9.4 мас. %), V (1009), Cr (45), Ni (22), Ga (62), Sr (1779) и Sn (2.1) (ppm).

Калишпатовые сиениты (микроклиниты) практически нацело сложены калиевым полевым шпатом с незначительной примесью апатита, биотита, гематита и рудных минералов (рутил, пирит, сфалерит). Содержание SiO_2 47.3 мас. % при сумме щелочей 10.7; отношение Na_2O/K_2O варьирует от 0.52 в альбитизированных сиенитах до 0.01, содержания CaO изменяются в широких пределах от 0.7 до 10.6. Коэффициент агпаитности 0.96, при этом в отличие от нефелиновых сиенитов при повышении кремнекислотности Кагп повышается. По сравнению с другими силикатными породами массива, калишпатовые сиениты характеризуются наибольшими содержаниями K_2O (8.8 мас. %), Cu (25), Rb (215), Nb (392), Cs (1.9) и U (3.4) (ppm).

Для всех изученных разностей силикатных щелочных пород с увеличением SiO_2 растет сумма щелочей (рис. 1 б).

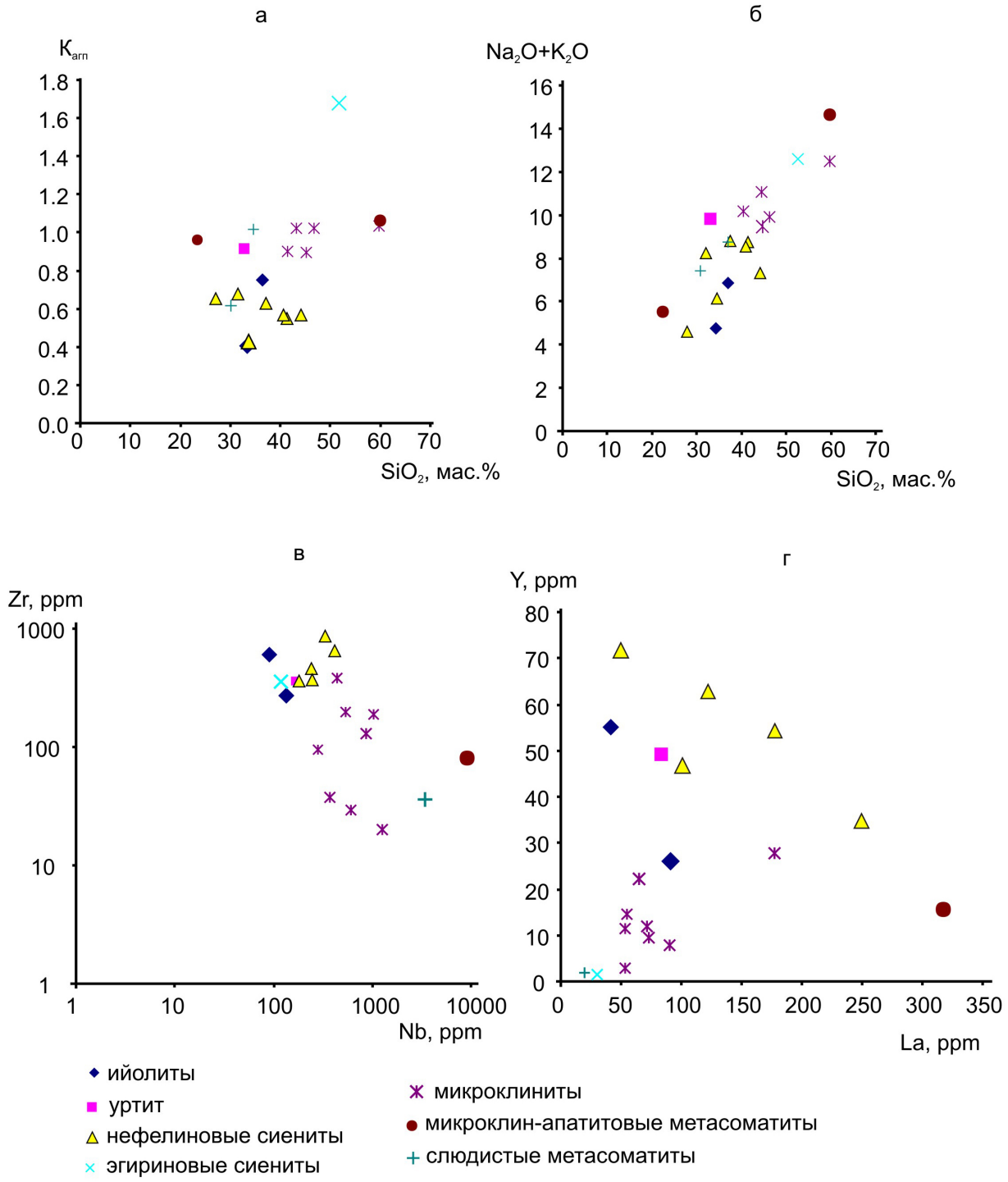


Рис. 1. Бинарные диаграммы: а – соотношения SiO_2 и коэффициента агпаитности, б - соотношения SiO_2 и суммы щелочей; в – соотношения Nb и Zr, г – соотношения La и Y для силикатных щелочных пород Большетагнинского массива.

Fig. 1. Binary diagrams: a – the ratio of SiO_2 and coefficient of agpaite, b – the ratio of SiO_2 and the sum of alkalis, c – the ratio of Nb and Zr, d – the ratio of La and Y for silicate alkaline rocks of the Bol`shetagninsky massif.

Что касается редких и редкоземельных элементов, то наибольшее суммарное содержание РЗЭ отмечается для нефелиновых сиенитов (418 ppm), наименьшее – для образца эгириновых сиенитов (81 ppm). Спектры РЗЭ для всех изученных образцов имеют отрицательный наклон, что указывает на обеднение тяжелыми РЗЭ (рис. 2 б). Во всех изученных разновидностях силикатных щелочных пород легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми (La_N/Yb_N от 20.2 для уртита до 28.6 для эгири-

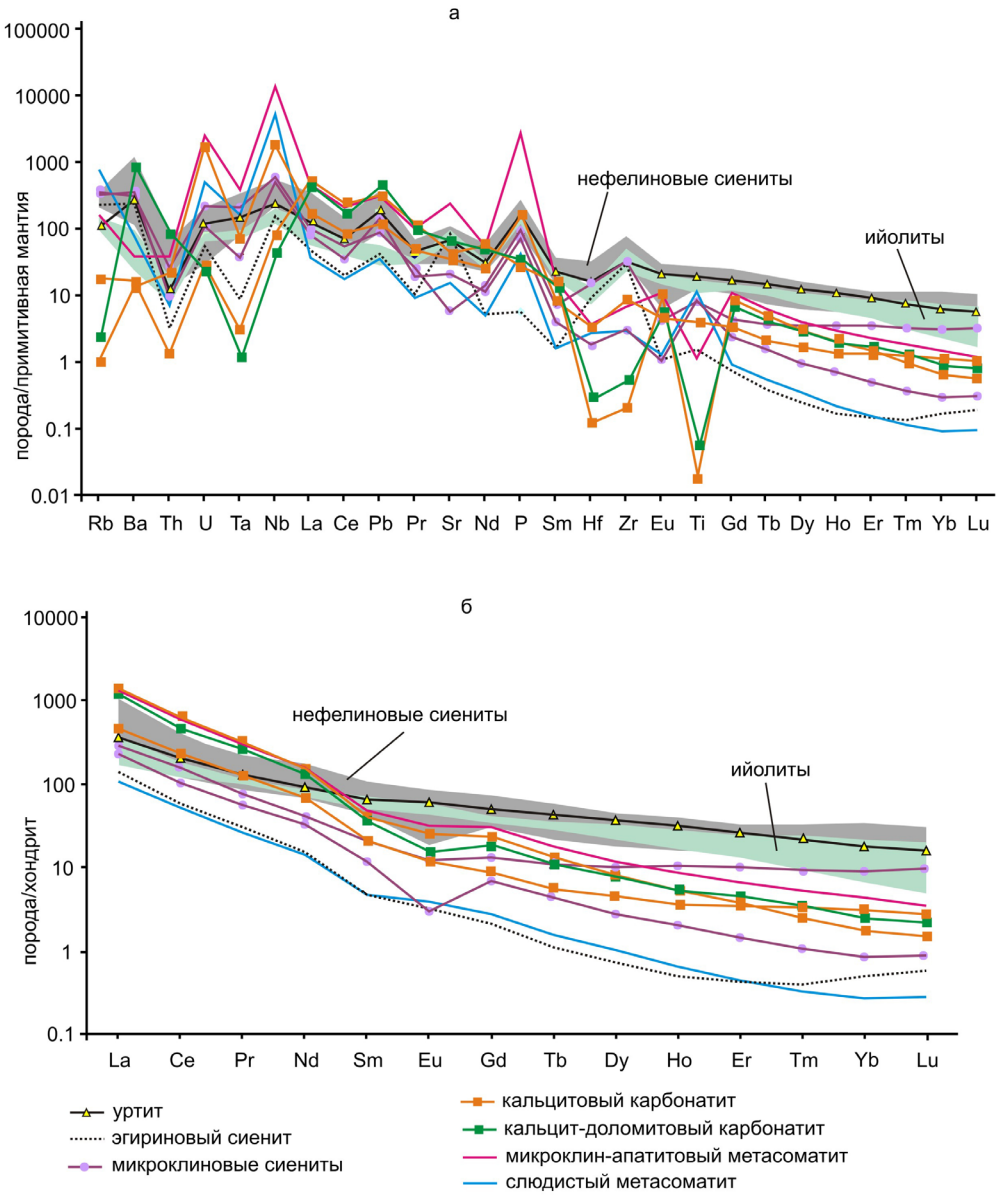


Рис. 2. Содержание редких (а) и редкоземельных (а) элементов в породах Большетагнинского массива, нормированных к примитивной мантии и хондриту по (Sun, McDonough, 1989).

Fig. 2. Content of rare (a) and rare earth (b) elements in the rocks of the Bol`shetagninsky massif, normalized to primitive mantle and chondrite after (Sun, McDonough, 1989).

нового сиенита при Gd_N/Yb_N от 1.98 для нефелиновых сиенитов до 4.8 для калишпатовых сиенитов). Незначительная европиевая аномалия отмечается только для спектров калишпатовых сиенитов, что может указывать на то, что при образовании породы в результате фракционной кристаллизации или частичного плавления плагиоклаз остается в источнике. На графиках содержаний редких элементов, нормированных к примитивной мантии, для всех разностей силикатных пород отмечаются отрицательные аномалии Th, для большинства пород Ce, Pr, Nd, Sm, а для эгиринового сиенита – Ta; и положительные аномалии Nb, P, Pb и Zr для большинства пород, а также Ba для нефелиновых сиенитов, U для эгиринового сиенита и Ti для калишпатовых сиенитов (рис. 2 а).

Карбонатиты представлены кальцитовой, кальцит-доломитовой и доломитовой разновидностями, сложенными кальцитом и доломитом, в составе кальцитовых карбонатитов отмечались также зерна эгирина и калиевого полевого шпата. Согласно классификационной диаграмме (Woolley, Kempe, 1989), кальцитовые карбонатиты относятся к кальциокарбонатитам, доломитовые карбонати-

ты по своему составу варьируют от магнезиокарбонатитов до феррокарбонатитов. По сравнению с силикатными щелочными породами в карбонатитах повышены содержания Zn (338-495) и W (8.7-44). Суммарное содержание РЗЭ в кальцитовых карбонатитах выше, чем в силикатных щелочных породах (560 ppm), легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми (La_N/Yb_N = 467.5, Gd_N/Yb_N = 8.2) (рис. 2 б). Sr преобладает над Ba, отношение Sr/Ba 7.8.

Микроклин-апатитовые метасоматиты сложены калиевым полевым шпатом и апатитом и содержат максимальное количество пирохлора. Содержание SiO_2 40.9 при сумме щелочей Na_2O и K_2O 9.9, отношение Na_2O/K_2O 0.02. По сравнению с вышеописанными силикатными щелочными породами микроклин-апатитовые метасоматиты характеризуются повышенными содержаниями K_2O (9.8), P_2O_5 (12.7) (мас.%), Sr (5053), Nb (9616), La (316), Ce (364), Pr (28), Nd (74), P (261300), Ta (16), U (51) (ppm). Слюдистые метасоматиты (слюдиты) сложены биотитом, кальцитом, метасоматически замещающим ийолиты и сиениты, отмечаются апатит, магнетит, пирохлор и ильменит. По сравнению с силикатными щелочными породами, слюдиты отличаются повышенными концентрациями FeO (10.2), MgO (5.9) (мас. %), Zn (920), Ga (79), Ge (1.4), Rb (494), Cs (4.8) (ppm). Суммарное содержание РЗЭ составляет 804 ppm для микроклин-апатитовых метасоматитов и только 67 для слюдитов (наименьшее среди исследованных разностей пород). В обеих разновидностях метасоматитов легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми (La_N/Yb_N = 305.7, Gd_N/Yb_N = 7.1 для микроклин-апатитовых, La_N/Yb_N = 397.7, Gd_N/Yb_N = 10.2. для слюдистых метасоматитов). Европиевая аномалия отсутствует для обеих разностей (рис. 2 б). На графиках содержания редких элементов, нормированных к примитивной мантии, для микроклин-апатитовых метасоматитов отмечаются отрицательные аномалии Th, Ta, Nd, Ti и положительные - U, Nb, P; для слюдитов наблюдаются те же аномалии, за исключением положительной аномалии Ti (рис. 2 а).

Полученные данные показывают, что алюмосиликатные породы массива неоднородны по химическому составу. Преобладают породы калиевой серии ($Na_2O/K_2O < 1$), куда относятся и микроклинизированные и ийолиты, но среди них встречаются породы натриевой серии (уртит). При общем сходстве спектров распределения редких элементов в щелочных и субщелочных породах (минимум по Th, максимум по Nb, Pb, P, Sr, Zr), субщелочные полевошпатовые сиениты по сравнению с фельдшпатоидными породами характеризуются общей обедненностью редкоземельными элементами и особенно тяжелыми лантаноидами, более фракционированным распределением легких РЗЭ (La_N/Sm_N=14-28 в полевошпатовых сиенитах и преимущественно 3-8 в ийолитах, уртите и нефелиновых сиенитах), наличием отрицательной Eu-аномалии (Eu/Eu*=0.33-0.75). Кроме того, по сравнению с ийолит-уртитами и нефелиновыми сиенитами в них в целом ниже содержания Ti, Zr, Y, Sr, P, Pb, но выше Nb, U (рис. 1 и 2).

Отсутствие корреляции между высокозарядными элементами в щелочных и субщелочных породах (рис. 1 в, г) не позволяет связывать формирование этих пород с фракционной кристаллизацией щелочного калиево-натриевого расплава. В то же время, геохимические особенности субщелочных сиенитов указывают на вероятное присутствие титанового граната в источнике или его фракционирование.

Сравнение редкоэлементных спектров кальцитовых карбонатитов с спектрами ийолитов и нефелиновых сиенитов показывает резкую обедненность карбонатитового расплава Zr, Hf, тяжелыми РЗЭ, Y (рис. 1 г) и резкую обогащенность легкими РЗЭ относительно тяжелых (La_N/Yb_N=150-803), что можно рассматривать как признаки ликвационного происхождения карбонатного расплава (Veksler et al., 2012).

Работа выполнена при финансовой поддержке Интеграционного проекта ИНЦ СО РАН, блок 1.4.

Литература

1. Кожевников О.К., Кухринкова Н.В., Туголукова Г.А. Больше-Тагнинский массив ультраосновных щелочных пород и карбонатитов / Эндогенные полезные ископаемые Саяно-Байкальской горной области. Иркутск. Изд-во: Восточно-Сибирское книжное изд-во. 1974. С. 134–163.

2. Фролов А.А., Багдасаров Ю.А. Большетагнинский массив ультраосновных щелочных пород и карбонатитов // Советская геология. 1967. № 12. С. 80–93.
3. Фролов А.А., Белов С.В. Комплексные карбонатитовые месторождения Зиминского рудного района (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 2. С. 109–130.
4. Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy. 2003. V. 58. 2. P. 341–350.
5. 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. P. 313–345.
6. Veksler I.V., Dorfman A.M., Dulski P., Kamenetsky V.S., Danyushevsky L.V., Jeffries T., Dingwell D.B. Partitioning of elements between silicate melt and immiscible fluoride, chloride, carbonate, phosphate and sulfate melts, with implications to the origin of natrocarbonatite // Geochimica Cosmochimica Acta. 2012. V. 79. P. 20–40.
7. Woolley A.R., Kempe D.R.C. Carbonatites: nomenclature, average chemical composition and element distribution // Carbonatites: genesis and evolution. London, 1989. P. 1–46.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 37–47

Петрохимия неоархейских кислых метавулканитов лебяжинской свиты Кейвского террейна, арктическая зона Фенноскандинавского щита

Балаганский В.В.
Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, balagan@geoksc.apatity.ru

Аннотация. С использованием вариационных диаграмм и метода главных компонент факторного анализа проведено сравнение химических составов лебяжинских кислых метавулканитов (ЛКВ) самой верхней части разреза лебяжинской свиты с возрастом 2678 ± 7 млн. лет с таковыми наиболее репрезентативной опубликованной выборки (РВ) этих метавулканитов. Все изученные ЛКВ образуют единый ряд от меланократовых до лейкократовых пород, в котором с увеличением содержаний SiO_2 и K_2O уменьшаются количества остальных главных элементов. Нагрузку фактора F1 определяют SiO_2 и K_2O (коэффициенты корреляции, $К_К$, 0.94 и 0.60 соответственно), фактора F2 – Na_2O и Al_2O_3 ($К_К$ = 0.89 и 0.54), и фактора F3 – K_2O и Al_2O_3 ($К_К$ = 0.67 и 0.50). На диаграммах F1–F2 и F1–F3 поле мезократовых пород РВ разделяет поля лейко- и меланократовых пород РВ и не перекрывается с полем лейкократовых пород РВ. Это говорит об отсутствии единого петрохимического эталона для ЛКВ. Полученные результаты подтверждают корреляцию ЛКВ с кейвскими щелочными гранитами А-типа и их образование вместе с габбро-анортозитами в анорогенных условиях 2.68–2.66 млрд. лет назад.

Ключевые слова: кислые метавулканиты, петрохимия, А-гранитоиды, неоархей, Кейвский террейн, Кольский регион, Фенноскандинавский щит.

Major element chemistry of Neoarchean acid metavolcanics of the Lebyazhka Formation, Keivy Terrane, Arctic part of the Fennoscandian Shield

Balagansky V.V.
Geological Institute of the Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences, Apatity
balagan@geoksc.apatity.ru

Abstract. Major element contents in Lebyazhka acid metavolcanics (LAM) that compose the uppermost part of the Lebyazhka Formation and are dated at 2678 ± 8 Ma have been compared with those of the most representative LAM collection available in the literature (RLAM) using variation diagrams and principal component plots. All these LAM form a single series, in which contents of SiO_2 and K_2O rise as contents of other major elements decline. Loading of factor F1 is defined by SiO_2 and K_2O (correlation coefficients, C_C, 0.94 and 0.60, respectively), factor 2 by Na_2O and Al_2O_3 (C_C = 0.89 and 0.54), and factor 3 by K_2O and Al_2O_3 (C_C = 0.67 and 0.50). On F1–F2 and F1–F3 plots all the LAM form a single series, in which the field of mesocratic RLAM separates those of leuco- and melanocratic RLAM and does not overlap with the field of leucocratic RLAM. It suggests that there is no single chemical composition standard suitable for the LAM. This study confirms that the LAM correlate with the Keivy A-type granites, and all these rocks and the Keivy gabbro-anorthosites formed in an anorogenic setting 2.68–2.66 Ga ago.

Key words: acid metavolcanics, major element chemistry, A-granitoid, Neoarchean, Keivy Terrane, Kola region, Fennoscandian Shield.

Введение

Кейвский террейн является составной частью архейской Кольской провинции, расположенной в северо-восточной части Фенноскандинавского щита (рис. 1 а), которая входит в арктическую зону России. Одной из отличительных черт Кейвского террейна (рис. 1 б) является парагенетическая ассоциация щелочных гранитов (Батиева, 1976) и габбро-анортозитов (Юдин, 1980) с возрастом 2.66–2.67 млрд. лет (Митрофанов и др., 2000; Баянова, 2004; Ветрин, Родионов, 2009; Кудряшов и др., 2019). Эта ассоциация сходна с комплексом анорогенных гранитов рапакиви и габбро-анортозитов палеопротерозоя (Радченко и др., 1992) и для ее неоархейских щелочных гранитов и габбро-анортозитов предполагаются генетическая связь и образование в анорогенных условиях (Zozulya et al., 2005; Zozulya, Eby, 2008, 2009). Другой отличительной чертой Кейвского террейна является широкое развитие архейских кислых метавулканитов, которые объединяются в ле-

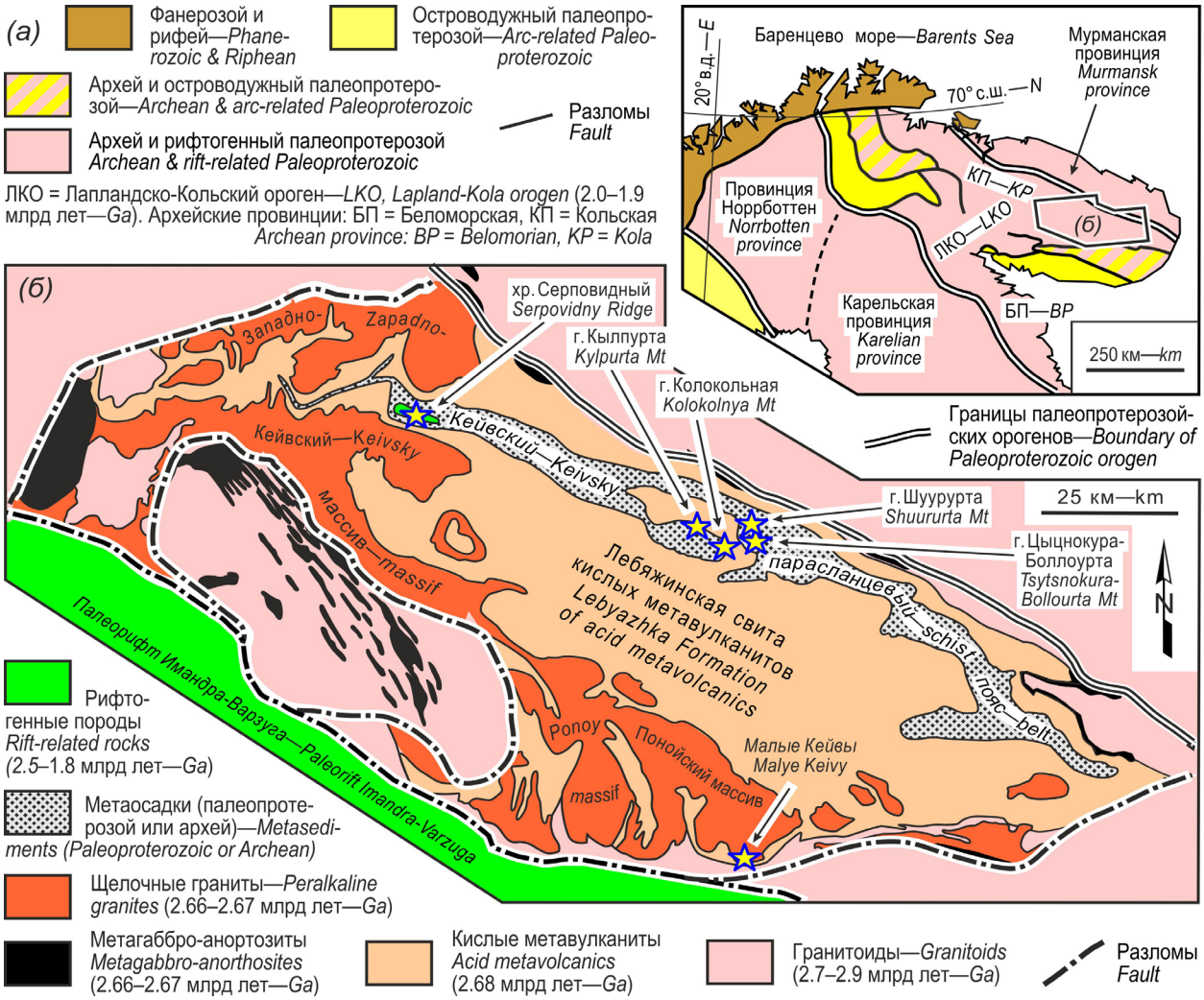


Рис. 1. (а) Главные тектонические единицы северной части Фенноскандинавского щита. (б) Схематическая геологическая карта Кейвского террейна (Геологическая карта..., 1996, с упрощениями).

Fig. 1. (a) Major tectonic units of the northern Fennoscandian Shield. (b) Schematic geological map of the Keivy terrane (Geological map..., 1996, simplified).

бяжинскую свиту (Белолипецкий и др., 1980; Минц, 2010) и вместе с гранитоидами фундамента являются вмещающими породами для щелочных гранитов и габбро-анортозитов (рис. 1 б). Возраст метавулканитов сначала был определен U-Pb методом по циркону из кислого метатуфа района возвышенности Малые Кейвы (рис. 1 б) и составил 2871 ± 15 млн. лет (возраст верхнего пересечения по пяти дискордантным точкам (Баянова, 2004)). Этот позднемезоархейский возраст и петрохимические данные по лебяжинским кислых метавулканитам играют значительную роль в тектонических сценариях начальных стадий архейского тектогенеза в Кольском регионе (Минц, 2010; Козлов и др., 2019). Полученные позднее U-Pb датировки по трем образцам метавулканитов из района гг. Кырпурта, Колокольная и Шуурурта (рис. 1 б) оказались почти на 200 млн. лет моложе, а наиболее обоснованная из них равна 2678 ± 7 млн. лет (возраст верхнего пересечения по восьми конкордантным и двум субконкордантным точкам (Balagansky et al., 2021)). Отсюда следует, что излияние лебяжинских метавулканитов произошло в том же возрастом интервале, что и внедрение анорогенных щелочных гранитов и габбро-анортозитов. Более того, согласно данным о петрогенных (главных), примесных и редкоземельных элементах, лебяжинские метавулканиты аналогичны щелочным гранитам и также интерпретируются как анорогенные породы (Balagansky et al., 2021). Таким образом, новые данные по возрасту, петрохимии и геохимии лебяжинских метавулканитов указывают на необходимость ревизии существующих моделей тектонического развития Кольского ре-

гиона. Однако в работе (Balagansky et al., 2021) были проанализированы только те метавулканиты и щелочные граниты, для которых, помимо петрогенных элементов, имелись данные по примесным (второстепенным) и редкоземельным элементам. В результате в цитируемое исследование не была включена большая подборка силикатных химических анализов петрогенных элементов лебяжинских метавулканитов, опубликованных в работе (Белолипецкий и др., 1980), а также анализы двух образцов из коллекции М.В. Минца (Минц и др., 1996). Это обстоятельство несколько снижало обоснованность выводов, сделанных в работе (Balagansky et al., 2021). Настоящее сообщение устраняет этот пробел и посвящено сравнению данных по петрогенным элементам в образцах лебяжинских метавулканитов из коллекций разных исследователей, а также в щелочных гранитах, опубликованных в работах (Батиева, 1976; Белолипецкий и др., 1980; Balagansky et al., 2021). Сравнение проводилось с использованием вариационных диаграмм Харкера и одного из методов факторного анализа – метода главных компонент (Principal Component Analysis, Jolliffe, 2002). Для расчета главных компонент и сопутствующих параметров использовалась программа XLSTAT на базе компьютерной программы Excel

Характеристика лебяжинских кислых метавулканитов и щелочных гранитов

Кислые метавулканиты лебяжинской свиты архея, также известные как лебяжинские гнейсы, залегают на образованиях устьюгонькской свиты и перекрываются метаосадками Кейвского парасланцевого пояса (Белолипецкий и др., 1980). Устьюгонькская свита включает биотитовые гнейсы, часто с мусковитом и гранатом, двуслюдяные гнейсосланцы и плагиосланцы с прослоями амфиболовых, амфибол-биотитовых плагиосланцев и амфиболитов. В стратиграфической схеме кольского архея, разработанной в ГИ КНЦ РАН (Радченко и др., 1994), устьюгонькские образования отнесены к нижней части лебяжинской свиты. В результате лебяжинская свита является крупнейшим породным комплексом Кейвского террейна и занимает 40 % его площади (рис. 1 б). Преобладающими типами пород верхней части этой свиты являются слабо рассланцованные мелкозернистые и реже среднезернистые биотитовые, мусковит-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы. Многие из них содержат реликты кварцевых, биотитовых и карбонатных миндалин и порфировых вкрапленников полевых шпатов; реже встречаются реликты пирокластических текстур, включая брекчиевидные разности с эксплозивными обломками и биотитовые обособления пламеневидной формы, характерные для игнимбритов. В составе верхней части свиты доминируют эффузивные разности, пирокластические породы занимают подчиненное положение. Метаосадки практически отсутствуют.

Степень метаморфизма лебяжинских кислых вулканитов отвечает среднетемпературной амфиболитовой фации, при этом они не были мигматизированы и на значительных площадях испытали щелочной метасоматоз. Главными индикаторами метасоматоза является появление в этих породах микроклина и гастингсита, и наиболее интенсивно метасоматоз проявился в породах нижних уровней лебяжинской свиты, а также в устьюгонькских образованиях (Белолипецкий и др., 1980). Новообразованные микроклиновые и гастингситовые гнейсы текстурно и структурно близки замещаемым лебяжинским гнейсам, связаны с ними постепенными переходами и отличаются только большей массивностью и большей однородностью (Белолипецкий и др., 1980; Минц, 2010). В наиболее метасоматизированных породах развитие гастингсита приводит к исчезновению граната и биотита, при этом местами появляется эгирин (Минц, 2010). Тем не менее, отмечается, что, согласно петрохимическим и геохимическим данным, метасоматоз не привел к существенному изменению химического состава метавулканитов, и микроклиновые и гастингситовые гнейсы в целом наследуют особенности состава этих пород (Минц, 2010).

Наблюдаемый структурный разрез кислых метавулканитов лебяжинской свиты в ее объеме, принятом в работе (Белолипецкий и др., 1980), интерпретируется как стратиграфический и подразделяется на верхнюю и нижнюю подсвиты. Нижняя подсвита сложена меланократовыми и мезократовыми биотитовыми гнейсами, содержащими все указанные выше признаки их первичной вулканической природы. Эти гнейсы для удобства дальнейшего анализа их петрохимических черт объединяются в две группы – группа *I* и группа *II*. В мезократовых разностях отмечаются редкие мало-

мощные прослои лейкократовых гнейсов. Верхняя подсвита состоит из мезократовых и лейкократовых мусковит- и гранатсодержащих биотитовых гнейсов, которые, как и гнейсы нижней подсвиты, являются метавулканогенными породами. Они объединяются в группу *III*. Наиболее полный и представительный разрез верхней подсвиты обнажается в районе гор Шуурурта и Цыцнокура-Боллоурта к югу от залегающего на этой подсвите Кейвского парасланцевого пояса (рис. 1 б). Именно в этом районе Больших Кейв, ограниченном указанными горами и горами Кырпурта и Колокольная, были взяты 13 из 15 образцов из коллекций Т.А. Мысковой и В.В. Балаганского, химический состав которых приведен в работе (Balagansky et al., 2021). Таким образом, судя по положению в структурном разрезе, кислые метавулканиты, представленные этими 13 образцами, находятся в самой верхней части структурного разреза лебяжинской свиты, и их следует относить к образованиям ее верхней подсвиты. Из этой же части разреза в районе хр. Серповидный были взяты еще два образца из коллекции В.В. Балаганского. Наконец, все четыре образца лебяжинских метавулканитов, данные для которых опубликованы в монографии (Минц и др., 1996), были отобраны из гранат-биотитовых гнейсов, которые, согласно работе (Белолипецкий и др., 1980), встречаются только в верхней подсвите, то есть в верхней части разреза лебяжинской свиты. Все эти гнейсы объединяются в группу *IV* (ниже для краткости Г-*IV*). Эта верхняя часть разреза была наименее затронута щелочным метасоматозом и находится на значительном удалении от областей развития метасоматических микроклиновых и гастингситовых гнейсов, локализованных в центральных частях Кейвского террейна (Геологическая карта..., 1996; Белолипецкий и др., 1980),.

По петрохимическим данным и первичным структурам и текстурам, магматические протолиты лебяжинских гнейсов обеих подсвит отвечают дацитам, риодацитам, риолитам, трахитам, трахириолитам, трахириодацитам и туфам этих пород (Белолипецкий и др., 1980; Минц, 2010; Balagansky et al., 2021). Петрохимическая характеристика лебяжинских кислых вулканитов, данная в работе (Белолипецкий и др., 1980), основывается на химическом составе 48 образцов из коллекций геологов, изучавших геологию Кейвской возвышенности и прилегающих районов и картировавших эту территорию. Они включают 37 образцов, собранных геологами под руководством В.Г. Гаскельберга, два образца Е.Е. Федорова и один образец Б.А. Шлайфштейна, а также 11 образцов сотрудников Геологического института Кольского филиала АН СССР: Д.Д. Мирской (восемь образцов), И.Д. Батиевой, И.В. Белькова и Н.И. Плетневой (по одному образцу). Представляется, что эти образцы являются в полной мере представительными для верхних уровней разреза лебяжинской свиты, а группы *I*, *II* и *III* в являются геологически репрезентативными и далее для краткости обозначаются как РГ-*I*, РГ-*II* и РГ-*III*.

Наиболее значимыми петрохимическими чертами лебяжинских пород являются большое содержание K_2O и высокая железистость, причем железистость последовательно увеличивается вверх по разрезу от 0.78 у меланократовых биотитовых гнейсов до 0.96 у мусковит-биотитовых гнейсов соответственно в нижней и верхней частях свиты в понимании В.Г. Гаскельберга и его коллег (Белолипецкий и др., 1980). Вверх по разрезу также последовательно увеличивается содержание SiO_2 и уменьшаются содержания всех остальных петрогенных элементов, за исключением Na_2O и K_2O. Таким образом, кислые метавулканиты нижней части подсвиты петрохимически отличаются от таковых верхней подсвиты, что наглядно иллюстрирует компонентная диаграмма на рис. 14 в работе (Белолипецкий и др., 1980). На этой диаграмме указанные породы образуют два неперекрывающихся поля, между которыми, а между ними и внутри их располагаются фигуративные точки пород средней части разреза лебяжинской свиты. Все породы вместе образуют на диаграмме единую область, что предполагает их генетическую связь друг с другом.

Щелочные граниты являются самым распространенным типом плутонических пород Кейвского террейна и занимают 24 % его площади (рис. 1 б). По результатам изучения всех массивов щелочных гранитов, И.Д. Батиева (1976) выделила девять петрографических разновидностей этих пород и привела для них средние содержания петрогенных элементов. В порядке увеличения количества в них SiO_2 это следующие разновидности: (1) порфиритовые лепидомелан-гастингситовые, (2) гнейсовидные лепидомелан-гастингситовые, (3) энигматит-эгирин-арфведсонитовые, (4) эгирин-

арфведсонитовые с энигматитом, (5) эгирин-арфведсонитовые, (6) магнетит-эгириновые, (7) лепидомелановые с феррогастингситом, (8) эгирин- и лепидомелановые с эгирином и арфведсонитом, (9) арфведсонит-эгириновые. Как и лебяжинские кислые метавулканиты, щелочные граниты отличаются высокой железистостью. По данным, опубликованным в работе (Balagansky et al., 2021), железистость в этих породах варьирует от 0.78 до 0.99, за исключением двух образцов из Западно-Кейвского массива с железистостью 0.57 и 0.72. При этом железистость, рассчитанная для средних химических составов крупнейших массивов щелочных гранитов – Западно-Кейвского и Понойского, а также всех девяти петрографических разновидностей этих пород, колеблется от 0.90 до 0.99.

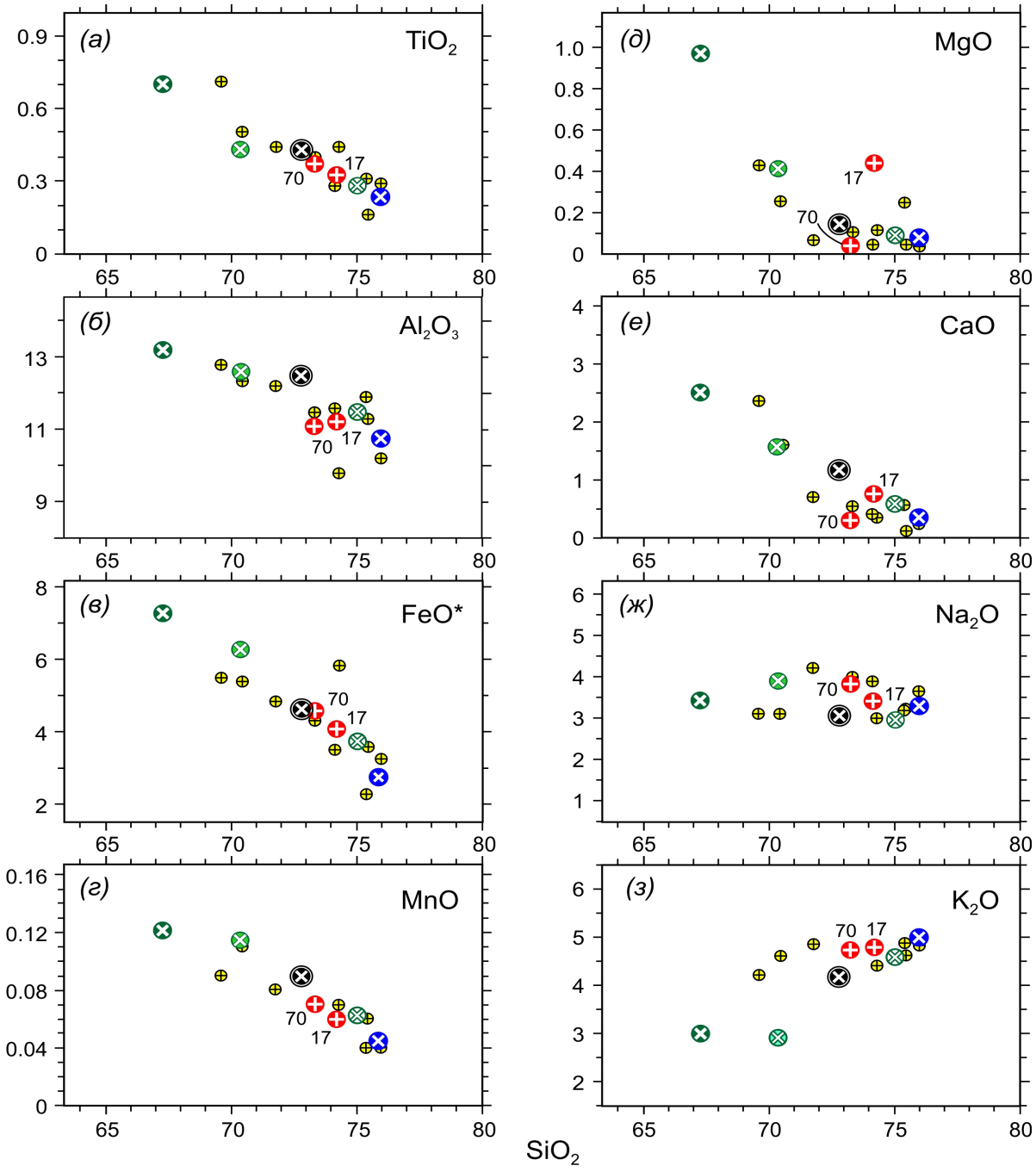
Петрохимия лебяжинских кислых метавулканитов и щелочных гранитов

Анализ вариационных диаграмм. В работе (Balagansky et al., 2021) были приведены содержания петрогенных элементов для 17 образцов лейкократовых и мезократовых метавулканитов верхов лебяжинской свиты, который соответствует ее верхней подсвиты и, скорее всего, самой верхней части нижней подсвиты. Как уже отмечалось выше, 13 образцов были взяты в районе Больших Кейв, а два образца – в районе хр. Серповидного из метавулканитов рядом с северной и южной границами Кейвского парасланцевого пояса (рис. 1 б). Оставшиеся два образца были взяты из гранат-биотитовых гнейсов верхней части разреза свиты. С учетом соответствия перечисленных образцов кислых метавулканитов породам только верхних уровней лебяжинской свиты в понимании авторов работы (Белолипецкий и др., 1980), данные по подстилающим их устьюгонькским отложениям, относимых сейчас к лебяжинским породам, не рассматривались. В итоге в работе (Balagansky et al., 2021) были проанализированы средние составы рассматриваемых 17 образцов кислых метавулканитов лебяжинской свиты (группа Г-*IV*), трех групп верхних уровней ее разреза (РГ-*I*, РГ-*II* и РГ-*III*), Западно-Кейвского и Понойского щелочногранитных массивов, а также всех петрографических разновидностей щелочных гранитов. Согласно петрографическому описанию и положению в структурном разрезе метавулканиты Г-*IV* коррелируются с таковыми РГ-*II* и РГ-*III*.

На вариационных диаграммах содержания TiO_2, Al_2O_3. FeO*, MgO, MnO и CaO во всех рассматриваемых метавулканитах и щелочных гранитах обнаруживают обратную линейную зависимость от содержания SiO_2: они уменьшаются при возрастании доли кремнезема (рис. 2 *а–е*). Фигуративные точки этих элементов образуют единый хорошо выраженный линейный тренд, кроме MgO, фигуративных точки которого обнаруживают менее выдержанное линейное распределение. Исключение представляют только щелочи, которые проявляют разные тенденции: с увеличением количества SiO_2 содержание Na_2O снижается незначительно, меняясь в пределах всего лишь 1.3 % (рис. 2 *ж*), тогда как доля K_2O заметно возрастает (рис. 2 *з*).

Анализ компонентных диаграмм. Методом главных компонент были проанализированы данные для лебяжинских метавулканитов, опубликованные в работах (Белолипецкий и др., 1980; Balagansky et al., 2021), а также два анализа из монографии (Минц и др., 1996), не вошедшие в работу (Balagansky et al., 2021), в результате чего число анализов в группе Г-*IV* составило 19. Анализ данных по петрогенным элементам щелочных гранитов всех массивов оказался невозможным из-за того, что в работе (Батиева, 1976), были опубликованы только средние составы разновидностей гранитов, а не первичные анализы образцов. Поэтом рассматривались только данные для 16 из 17 образцов Западно-Кейвского массива, приведенных в работе (Balagansky et al., 2021). Один анализ был исключен из-за аномально высоких содержаний TiO_2 и MnO (1.28 и 1.08 мас. % соответственно). Результаты анализа главных компонент представлены в таблицах 1 и 2, а также на рисунках 3 и 4.

Установлено, что все вариации химических составов лебяжинских кислых метавулканитов описываются девятью факторами. Нагрузка фактора F1, доля которого в общей структуре факторов равна 54.02 % (табл. 1), определяется содержаниями SiO_2 и в меньшей мере K_2O (рис. 3 а) с коэффициентами корреляции ($К_К$) 0.937 и 0.599 соответственно (табл. 2). Для фактора F2 (его доля равна 17.64 %) определяющими являются Na_2O и Al_2O_3 ($К_К$ = 0.893 и 0.540). Эти два фактора занимают 71.66 % от суммы всех факторов, что позволяют охарактеризовать главные петрохимические черты лебяжинских кислых лебяжинских кислых метавулканитов, достаточные для достижения цели данной работы.



Средние составы гнейсов (кислых метавулканитов) **лебяжинской свиты**—***Average composition*** *of gneisses (acid metavolcanics) of the* ***Lebyazhka Formation***:

- лейко- и мезократовых (группа Г-*IV*)—*leuco- & mesocratic (Group G-IV)* ([1], N = 17),
- лейко- и мезократовых верхней подсвиты (группа РГ-*III*)—*leuco- & mesocratic of the Upper Subformation (Group RG-III)* ([2], N = 10),
- мезократовых нижней подсвиты (группа РГ-*II*)—*mesocratic of the Lower Subformation (Group RG-II)* ([2], N = 26),
- меланократовых нижней подсвиты (группа РГ-*I*)—*melanocratic of the Lower Subformation (Group RG-I)* ([2], N = 12).

Средние составы кейвских щелочных гранитов—**Average composition** of the **Keivy peralkaline granites**:

- Понойского массива—*Ponoy massif* ([3], N = 5),
- 70 17 Западно-Кейвского массива—*Zapadno-Keivsky massif* ([4]), N = 70; [1], N = 17),
- петрографических разновидностей во всех массивах—*petrographical varieties in all the massifs* [5].

References: 1 = Balagansky et al., 2021, 2 = Белолипецкий и др., 1980—*Belolipetsky et al., 1980*, 3 = Ветрин и др., 1999—*Vetrin et al., 1999*, 4 = Mikhailova et al., 2017, 5 = Батиева, 1976—*Batiyeva, 1976*.

Рис. 2. Вариационные диаграммы для лебяжинских кислых метавулканитов и щелочных гранитов.

Fig. 2. Variation diagrams for the Lebyazhka acid metavolcanics and peralkaline granites.

Таблица 1. Параметры факторов.

Table 1. Eigenvalue, variability, and cumulative total.

Факторы / Параметры	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9
Значение фактора	4.86	1.59	0.89	0.59	0.38	0.30	0.26	0.12	0.02
Доля фактора, %	54.02	17.64	9.91	6.54	4.22	3.25	2.93	1.28	0.22
Накопительный итог, %	54.02	71.66	81.57	88.10	92.32	95.57	98.50	99.78	100.00

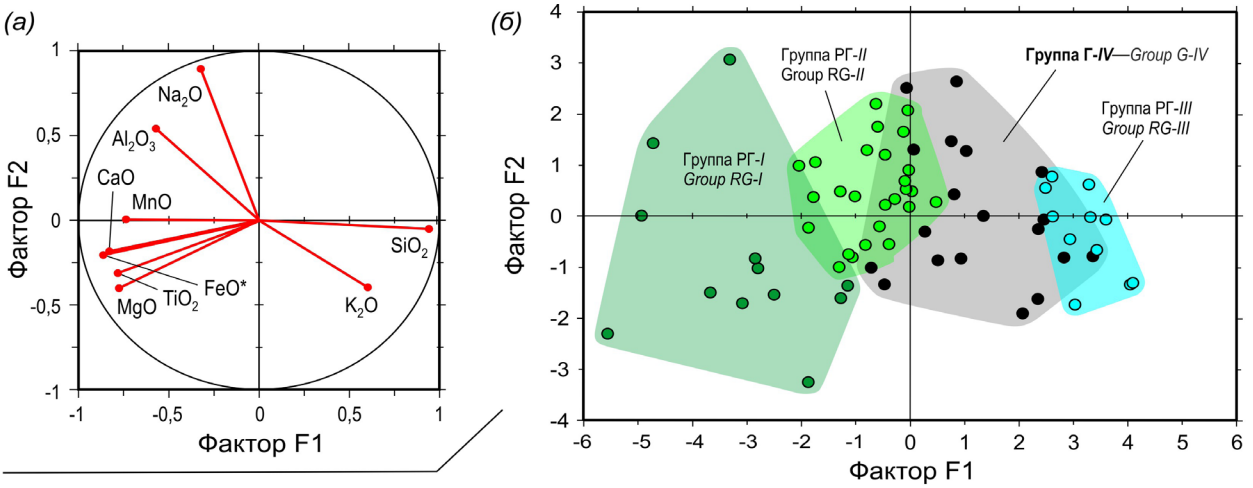
Таблица 2. Корреляция между содержаниями оксидов и наиболее значимыми факторами.

Table 2. Correlations between oxide abundances and the most significant factors.

Факторы / Оксиды	F1	F2	F3	F4	F5
SiO_2	**0.937**	-0.052	-0.284	0.053	0.022
TiO_2	-0.783	-0.313	0.008	-0.183	-0.403
Al_2O_3	-0.572	**0.540**	**0.496**	-0.300	0.130
FeO*	-0.863	-0.206	0.023	0.214	-0.089
MnO	-0.738	-0.004	0.198	**0.591**	0.111
MgO	-0.776	-0.402	-0.157	-0.145	0.022
CaO	-0.829	-0.184	-0.193	-0.207	0.374
Na_2O	-0.324	**0.893**	-0.122	0.050	-0.192
K_2O	**0.599**	-0.398	**0.670**	-0.020	-0.044

Примечание: жирным шрифтом выделены оксиды с коэффициентами корреляции ≥ 0.5.

Note: oxides with values ≥ 0.5 are written in bold.



Лейко- и мезократовые гнейсы верхней части разреза—*Leuco- & mesocratic gneisses of the upper part of the geologic column* (Balagansky et al., 2021). Гнейсы с разным положением в разрезе—*Gneisses with different position in the geologic column* (Белолипецкий и др., 1980—*Belolipetsky et al., 1980*): лейко- и мезократовые верхней части разреза (верхней подсвиты)— *leuco- & mesocratic of the upper part of the geologic column (Upper Subformation)*, мезократовые и—*mesocratic and* меланократовые нижней части разреза (нижней подсвиты)—*melanocratic of the lower part of the geologic column (Lower Subformation)*.

Рис. 3. Факторные диаграммы для оксидов петрогенных элементов лебяжинских кислых метавулканитов: (а) корреляция оксидов с факторами F1 и F2, (б) диаграмма F1—F2.

Fig. 3. Factor plots for oxides of major elements of Lebyazhka acid metavolcanics: (a) correlations between oxides and factors F1 and F2, (b) F1 vs F2 plot.

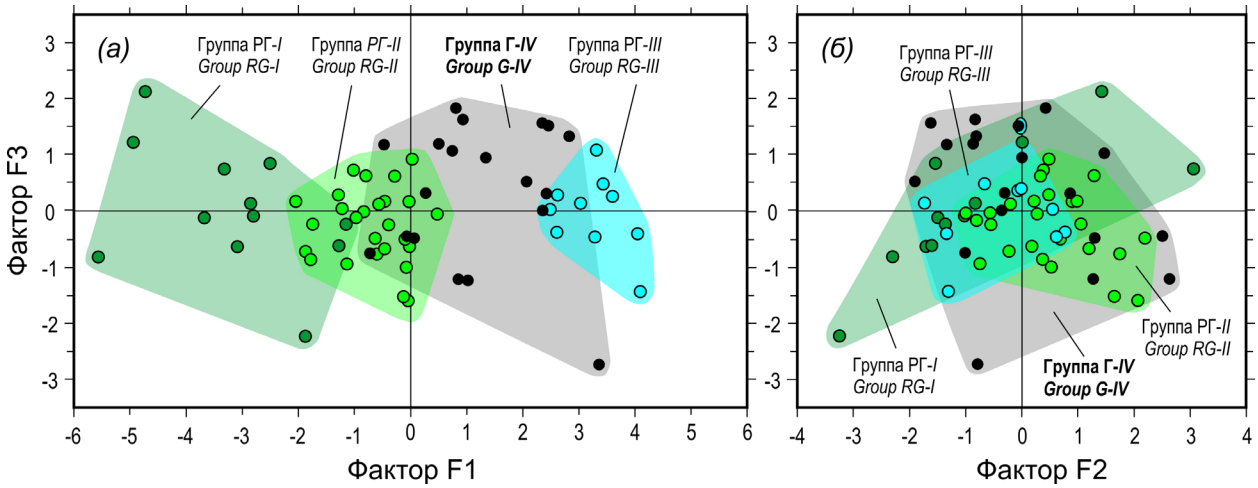


Рис. 4. Факторные диаграммы для оксидов петрогенных элементов лебяжинских кислых метавулканитов (условные обозначения те же, что и на рис. 3).

Fig. 4. Factor plots for major element oxides of Lebyazhka acid metavolcanics (for symbols see Fig. 3).

Анализ распределения фигуративных точек лебяжинских кислых метавулканитов на диаграмме F1—F2 (рис. 3 б) показывает, что увеличение фактора F1 отражает возрастание количества SiO_2 и K_2O и уменьшение количества всех остальных петрогенных элементов. Фигуративные точки групп РГ-*II* и РГ-*III* образуют две компактные области, удаленные друг от друга по оси F1 промежутком на ширину группы РГ-*III*. Фигуративные точки группы Г-*IV* заполняют этот промежуток, их распределение по оси F2 почти не выходит за пределы областей групп РГ-*II* и РГ-*III*, а образованное ими поле перекрывается с этими областями. В то же время область фигуративных точек группы РГ-*I* более растянута по оси F2 и обнаруживает минимальное перекрытие с таковой группы РГ-*II*. В результате фигуративные точки всех четырех групп образуют общее для них поле, вытянутое по оси F1.

Таким образом, в число важных петрохимических черт лебяжинских кислых метавулканитов следует включить поведение оксидов SiO_2, K_2O, Na_2O и Al_2O_3, которые определяют нагрузку факторов F1 и F2. При этом оказывается, что K_2O и Al_2O_3 определяют нагрузку следующего по значи-

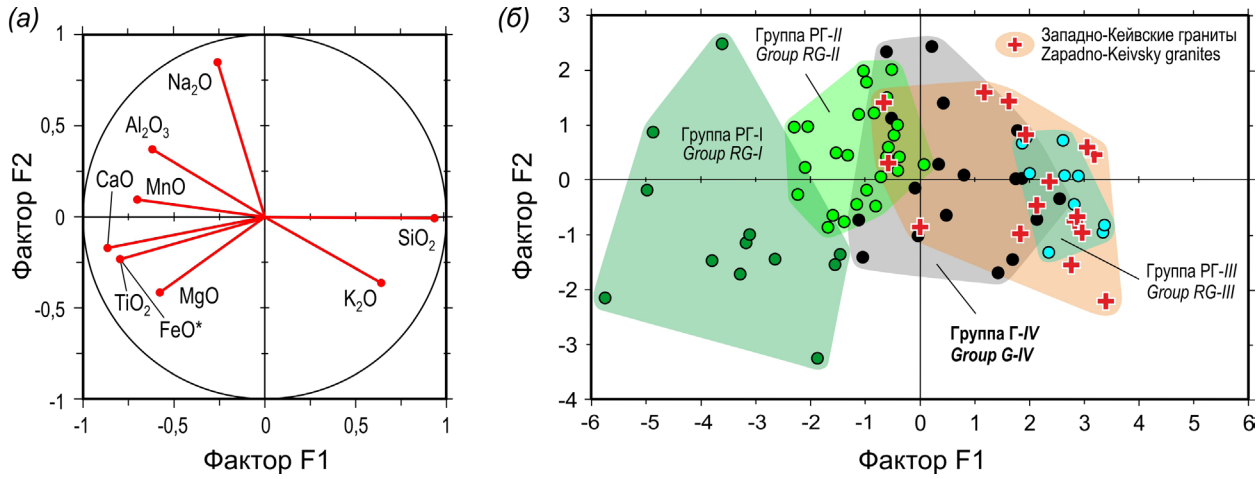


Рис. 5. Факторные диаграммы для оксидов петрогенных элементов лебяжинских кислых метавулканитов и западно-кейвских щелочных гранитов: (а) корреляция между оксидами и факторами F1 и F2, (б) диаграмма F1—F2 (условные обозначения те же, что и на рис. 3).

Fig. 5. Factor plots for oxides of major elements of Lebyazhka acid metavolcanics and peralkaline granites of the Zapadno-Keivsky massif: (a) correlations between oxides and factors F1 and F2, (b) F1 vs F2 plot (for symbols see Fig. 3).

мости фактора F3, а суммарная доля факторов F1, F2 и F3 равна 81.57 % (табл. 1). Хотя доля этого фактора составляет всего 9.91 % и он уже может отражать статистический шум, для сравнения было проанализировано распределение фигуративных точек всех групп на диаграммах F1—F3 и F2—F3. На диаграмме F1—F3 (рис. 4 а) области фигуративных точек всех четырех групп метавулканитов обнаруживают последовательное и существенное перекрытие друг с другом. При этом области групп РГ-*I* и Г-*IV* примыкают друг к другу по оси F1, а центр компактной области группы РГ-*II* совпадает с участком перекрытия. В целом на диаграмме F1—F3 наблюдается большее единство поля, общего для лебяжинских кислых метавулканитов. На диаграмме F2—F3 (рис. 4 б) все фигуративные точки рассматриваемых пород, за исключением трех точек группы РГ-*I* и одной точки группы Г-*IV*, полностью перекрываются друг с другом и дают одно компактное поле.

Совместный анализ лебяжинских кислых метавулканитов и щелочных гранитов Западно-Кейвского массива показал принципиально такие же результаты. Сохраняются и характер корреляции между оксидами и факторами F1 и F2 (рис. 5 а), и единое для метавулканитов и вытянутое по оси F1 поле фигуративных точек, в правой части которого располагаются фигуративные точки гранитов (рис. 5 б). Доли факторов F1 и F 2 равны 50.84 и 14.58 %, а их сумма составляет 65.42 % (для метавулканитов 54.02, 17.64 и 71.66 % соответственно). Нагрузка фактора F1 определяется SiO_2 и K_2O при K_K = 0.94 и 0.64 соответственно, а фактора F2 – Na_2O и Al_2O_3 при K_K = 0.85 и 0.37 соответственно (для метавулканитов эти две пары K_K равны 0.94–0.60 и 0.89–0.54 соответственно).

Обсуждение результатов и выводы

Главный вывод, который следует из проведенного анализа, состоит в том, что все рассмотренные группы лебяжинских кислых метавулканитов вместе со всеми петрографическими разновидностями и двумя крупнейшими массивами щелочных гранитов образуют на вариационных диаграммах общий тренд и единое, вытянутое по оси F1 поле на компонентных диаграммах. Для метавулканитов эти тренд и поле образуют последовательность РГ-*I*—РГ-*II*—Г-*IV*—РГ-*III*, отражающую уменьшение содержаний всех петрогенных элементов с увеличением количества SiO_2 и в меньшей мере K_2O от меланократовых разностей метавулканитов к лейкократовым. При этом область группы Г-*IV* заполняет на диаграммах F1—F2 и F1—F3 разрыв между областями групп РГ-*II* и РГ-*III* и перекрывается с ними (рис. 3 б и 4 б). В результате часть единого поля лебяжинских метавулканитов, образованная этими тремя областями, отличается бóльшей плотностью фигуративных точек по сравнению с прилегающей к ней такой же по площади областью группы РГ-*I* с минимальными содержаниями SiO_2 и K_2O. Учитывая, что метавулканиты групп РГ-*II*, РГ-*III* и Г-*IV* петрографически соответствуют друг другу и находятся на одном и том же, самом верхнем уровне разреза лебяжинской свиты, полученные результаты указывают на то, что все эти метавулканиты генетически связаны друг с другом, а также с метавулканитыми группы РГ-*I*. Эта связь объясняется давно известным процессом кристаллизационной дифференциации магматических расплавов, когда последовательно образуются магмы все более кислого состава и происходит смена ранних меланократовых пород поздними лейкократовыми (например, Рябчиков, 1987). Для гранитных пород этот процесс всесторонне рассмотрен в монографии (Nédélec, Bouchez, 2015). Отсюда вытекает вывод о невозможности выделения единого для всей совокупности лебяжинских кислых метавулканитов петрохимического эталона, что наглядно иллюстрируют вариационные диаграммы Харкера и компонентные диаграммы (рис. 2, 3 б и 4).

Второй главный вывод заключается в том, что петрохимические черты всех петрографических разновидностей и двух крупнейших массивов щелочных гранитов совпадают с таковыми лебяжинских метавулканитов групп РГ-*II*, РГ-*III* и Г-*IV*. На вариационных диаграммах фигуративные точки средних составов этих плутонических пород ложатся в целом на тренды эволюции лебяжинских метавулканитов этих трех групп (рис. 2). Об этом же свидетельствует и расположение фигуративных точек западно-кейвских щелочных гранитов в области, единой для метавулканитов групп РГ-*II*, РГ-*III* и Г-*IV* на диаграмме F1—F2 (рис. 5 б).

Таким образом, проведенное на бóльшем петрохимическом материале исследование подтвердило вывод о генетической связи лебяжинских кислых метавулканитов и щелочных гранитов, сделанный в работе (Balagansky et al., 2021). В этой же работе в метатрахириолите был описан бадделеит, сохранившийся в виде реликтов внутри кристалла циркона с возрастом 2678 ± 7 млн. лет. Петрографические, минералогические, петрохимические и геохимические данные указывают на отсутствие какой-либо метасоматической переработки этого метавулканита. Присутствие реликтов бадделеита в цирконе свидетельствует о генетической связи лебяжинских кислых метавулканитов с кейвскими габбро-анортозитами, которые внедрялись вместе со щелочными гранитами 2.67–2.66 млрд. лет назад в анорогенных условиях (Митрофанов и др., 2000; Баянова, 2004; Ветрин, Родионов, 2009; Кудряшов и др., 2019). Бадделеит кристаллизуется только в основных, ультраосновных и щелочноультраосновных породах, а также в карбонатитах и может присутствовать в кислых породах только в виде включений в минералах, тем или иным способом попавших в кислый расплав и изолировавших его от этого расплава (Heaman, LeCheminant, 1993). В основных породах описаны единичные случаи образования позднемагматического бадделеита в виде кайм вокруг магматического ильменита и включений в нем (Bingen et al., 2001), а также метаморфического бадделеита (Rubatto, Scambelluri, 2003). Образование метасоматического бадделеита рассмотрено на примере замещения детритового циркона бадделеитом в срастании с рутилом и редким фосфатом флоренситом по трещинам и в виде кайм в рудопроявлении Ичетью, расположенном в осадочных породах Среднего Тимана (Скублов и др., 2018). Кристаллизация микроагрегатов этих минералов связывается с воздействием на циркон щелочных флюидов с температурой не менее 500–600° С, привносивших редкие земли, Y, Nb и Ti. Условия образования бадделеита во всех этих случаях не применимы для объяснения нахождения включений бадделеита внутри циркона в лебяжинском метатрахириолите.

Благодарности

Автор выражает глубокую благодарность П.Б. Соколову за всесторонние консультации по использованию метода главных компонент, представлению полученных результатов и их интерпретации. Автор также признателен Т.В. Картушинской за помощь в подготовке вариационных диаграмм и Т.В. Каулиной за внимательное прочтение рукописи и сделанные замечания, позволившие сделать текст более понятным.

Работа выполнена в рамках темы НИР № 0226-2019-052.

Литература

1. Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л. Изд-во: Наука. 1976. 224 с.
2. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. М. 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. 1980. 238 с.
4. Ветрин В.Р., Родионов Н.В. Геология и геохронология неоархейского анорогенного магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров // Петрология. 2009. Т. 17. № 5. С. 578–600.
5. Ветрин В.Р. Каменский И.Л., Баянова Т.Б., Тиммерман М., Беляцкий Б.В., Левский Л.К., Балашов Ю.А. Меланократовые включения и петрогенезис щелочных гранитоидов Понойского массива (Кольский полуостров) // Геохимия. 1999. № 11. С. 1178–1190.
6. Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита). Масштаб 1:500000 Гл. ред. Ф.П. Митрофанов. Отв. ред. А.Т. Радченко и К. Гиллен. Авторы: Балаганский В.В., Басалаев А.А., Беляев О.А., Пожиленко В.И., Радченко А.Т., Радченко М.К. Апатиты. ГИ КНЦ РАН. 1996.
7. Козлов Н.Н., Сорохтин Н. О., Мартынов Е.В., Марчук Т.С. Геодинамика Кейвского домена: петрогеохимический аспект // Вестник КНЦ РАН. 2019. № 3 (11). С. 80–86.
8. Кудряшов Н.М., Балаганский В.В., Удоратина О.В., Мокрушин А.В., Кобл М.А. Время формирования габбро-анортозитов Ачинского комплекса: U-Pb (SHRIMP RG) изотопно-геохронологическое изучение циркона // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 318–322.

9. Минц М.В. Кольский микроконтинент // Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС. 2010. Т. 1. С. 71–95.
10. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры // М. Изд-во: Научный мир. 1996. 287 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 503).
11. Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Древнейший в мире анорогенный щелочногранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита // Доклады АН. 2000. Т. 374. № 2. С. 238–241.
12. Скублов С.Г., Красоткина А.О., Макеев А.Б., Галанкина О.Л., Мельник А.Е. Уникальная находка преобразования циркона в бадделеит (рудопроявление Ичетью, Средний Тиман) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2018. № 1. С. 27–35. DOI: 10.32454/0016-7762-2018-1-27-35.
13. Радченко А.Т., Балаганский В.В., Виноградов А.Н., Голионко Г.Б., Петров В.П., Пожиленко В.И., Радченко М.К. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1: 500 000). СПб. Изд-во: Наука. 1992. 112 с.
14. 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 карте Балтийского щита масштаба 1:500 000. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 1994. 96 с.
15. Рябчиков И.Д. Физико-химические условия процессов генерации и дифференциации кислых и средних магм // Магматические горные породы. Т. 4. М.: Наука. 1987. С. 348–358.
16. Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Л. Изд-во: Наука. 1980. 168 с.
17. Balagansky V.V. Myskova T.A., Lvov P.A., Larionov A.N., Gorbunov I.A. Neoarchean A-type acid metavolcanics in the Keivy Terrane, northeastern Fennoscandian Shield: geochemistry, age, and origin // Lithos. 2020. V. 380–381. 105899. DOI: 10.1016/j.lithos.2020.105899.
18. Bingen B., Austrheim H., Whitehouse M. Ilmenite as a source for zirconium during high-grade metamorphism? Textural evidence from the Caledonides of Western Norway and implications for zircon geochronology // Journal of Petrology. 2001. V. 42. № 2. P. 355–375.
19. Heaman L.M., LeCheminant A.N. Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO_2) // Chemical Geology. 1993. V. 110. P. 95–126.
20. Jolliffe I.T. Principal component analysis. New York, etc.: Springer-Verlag. 2002. 487 p. DOI: 10.1007/b98835.
21. Mikhailova J.A., Pakhomovsky Ya.A., Ivanyuk G.Yu., Bazai A.V., Yakovenchuk V.N., Elizarova I.R., Kalashnikov A.O. REE mineralogy and geochemistry of the Western Keivy peralkaline granite massif, Kola Peninsula, Russia // Ore Geology Reviews. 2017. V. 82. P. 181–197. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2016.11.006
22. Nédélec A., Bouchez J.-L. Granites: Petrology, Structure, Geological Setting, and Metallogeny. Oxford: Oxford University Press. 2015. 348 p.
23. Rubatto D., Scambelluri M. U-Pb dating of magmatic zircon and metamorphic baddeleyite in the Ligurian eclogites (Voltri Massif, Western Alps) // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2003. V. 146. P. 341–355. DOI 10.1007/s00410-003-0502-x
24. Zozulya D.R., Eby G.N. The anorthosite–A-type peralkaline granite connection: a case study from the Keivy Terrane, Baltic Shield // Geological Association of Canada—Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, Abstracts 33. Quebec: 2008. P. 190–191.
25. Zozulya D.R., Eby G.N. Geochemical constraints on the genetic relationship between A-type peralkaline granite and anorthosite from the Neoarchean Keivy alkaline province, NE Baltic Shield // Geochemistry of Magmatic Rocks. School «Geochemistry of alkaline rocks», Abstract Volume. Moscow: ONTI GEOKHI RAS Publishing. 2009. P. 180–182.
26. Zozulya D.R., Bayanova T.B., Eby G.N. Geology and Age of the Late Archean Keivy Alkaline Province, Northeastern Baltic Shield // The Journal of Geology. 2005. V. 113. P. 601–608.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 48–52

Использование базальтовой микрофибры в легком бетоне повышенной прочности

Бастрыгина С.В., Конохов Р.В., Беляевский А.Т.
Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева КНЦ РАН, Апатиты, s.bastrygina@ksc.ru

Аннотация. Изучено влияние базальтовой микрофибры и модифицированной базальтовой микрофибры на прочностные характеристики легкого бетона на пористом заполнителе. Установлено, что наибольший прирост прочности при изгибе (22-24 %) и сжатии (9-18 %) как в ранние, так и в поздние сроки твердения обеспечивает состав бетона с 2.5 % содержанием модифицированной базальтовой микрофибры. Изучение микроструктуры фибробетона показало, что волокно фибры сохраняет свою поверхность и не теряет армирующих свойств.
Ключевые слова: базальтовая микрофибра, легкий бетон, прочностные характеристики, микроструктура.

The use of basalt microfiber in lightweight concrete with increased strength

Bastrygina S.V., Konokhov R.V., Belyaevsky A.T.
Tananaev Institute of Chemistry – Subdivision of the Federal Research Centre «Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences», Apatity, Russia, s.bastrygina@ksc.ru

Abstract. The effect of basalt microfiber and modified basalt microfiber on the strength characteristics of lightweight concrete on a porous aggregate has been studied. It was found that the greatest increase in bending strength (22-24 %) and compression (9-18 %) both in the early and late periods of hardening is provided by the concrete composition with 2.5 % content of modified basalt microfiber. The study of the microstructure of fiber-reinforced concrete showed that of the fiber retains its surface and does not lose its reinforcing properties.
Keywords: basalt microfiber, lightweight concrete, strength characteristics, microstructure.

В настоящее время дисперсное армирование бетонов и растворов волокнами получает все более широкое распространение (Войлоков И.А. и др., 2009; Рабинович Ф. Н., 1989). Номенклатура искусственных волокон-фибр весьма обширна, однако наиболее распространены по сравнению с другими четыре вида армирующих волокнистых материалов: стальные, стеклянные, базальтовые волокна и волокна на основе полипропилена.

В связи с развитием нанотехнологий в армировании бетонов и растворов оформилось новое направление - динамическое дисперсное самоармирование цементного камня. В отличие от традиционного метода дисперсного армирования волокнами данный метод основан на предположении, что введение в растворную смесь наномодифицированных дисперсно-упрочняющих заполнителей приводит к росту в составе цементного камня протяженных кристаллических структур длиной в сотни микрометров, что приводит к соответствующему упрочнению цементного камня.

В качестве такого дисперсно-упрочняющего заполнителя может служить базальтовая микрофибра, модифицированная фуллероидами, нанотрубками, астраленами и др. кластерами углерода. Данные кластеры являются разновидностями аллотропических модификаций углерода, которые при введении в растворную смесь играют роль зародышей структурообразования, наноармирующего элемента, центров зонирования новообразований в матрице (Алаторцева У.В., 2011; Булярский С.В., 2011). В работах (Shan S.P. и др., 2009; Konsta-Gdoutos M.S. и др., 2008) отмечается, что углеродные наноматериалы способны изменять микроструктуру минеральной цементной матрицы за счет увеличения содержания гидросиликатов кальция повышенной плотности и снижения пористости.

Анализ литературных источников (Низина Т. А. и др., 2015; Розина В.Е., 2015) показывает, что чаще всего базальтовая микрофибра находит применение в мелкозернистых бетонах, где в качестве заполнителя используется кварцевый песок.

Задача исследований заключалась в изучении влияния базальтовой микрофибры на свойства и структуру легкого бетона на мелкозернистом пористом заполнителе.

В качестве армирующего компонента в работе использовали обычную базальтовую микрофибру (БФ) и модифицированную (МБФ) производства ООО «НТЦ прикладных нанотехнологий». Фибра представляет собой промышленный отход измельченной базальтовой фибры (ГОСТ 4640-2011 «Вата минеральная. Технические условия) с параметрами, представленными в таблице 1.

Таблица 1. Основные параметры базальтовой микрофибры (БФ) согласно ТУ 761-014-13800624-2004.

Table 1. Basic parameters of basalt microfiber (BF) according to TU 761-014-13800624-2004.

Показатель	Значение
Средний диаметр волокна, мкм	8–10
Средняя длина волокна, мкм	100–500
Содержание неволокнистых включений размером более 0.25 мм, % по массе	не более 10
Насыпная плотность, кг/м^3	800
Содержание органических веществ, % по массе	не более 2

Отличие модифицированной фибры от обычной заключается в присутствии в ее составе наномодификатора фуллероидного типа – астралена в количестве от 0.0001 до 0.01 % от массы фибры в зависимости от назначения армируемой конструкции и пластификатора. Как показано в работе (Белова Т.К. и др., 2015;) введение таких наномодифицированных волокон в растворную смесь способствует значительному упрочнению структуры цементного камня.

Для изготовления бетонных образцов в качестве вяжущего использовали портландцемент CEM I 52.5H (г. Стерлитамак), соответствующий требованиям ГОСТ 31108-2016 «Цементы общестроительные. Технические условия» и алюмосиликатные микросферы в количестве 20 % от массы цемента. В качестве пористого заполнителя - обработанные угольной пылью и вспученные при 1150 ° С глинистые сланцы фракции 2.5-5 мм. В качестве добавки, повышающей прочность бетона – шунгизитовую пыль в количестве 10 % от массы цемента. Для регулирования свойств бетонной смеси использовали пластифицирующую добавку на основе поликарбоксилатного эфира Glenium® 51 в количестве 0.5 % от массы цемента. С целью изучения влияния фибры на прочностные свойства бетона были проведены лабораторные испытания пяти составов: контрольный (без фибры), с обычной фиброй и модифицированной. Количество фибры составляло 0.8 и 2.5 % от массы цемента. Подвижность бетонной смеси оценивали по осадке конуса. Водоцементное отношение бетонной смеси подбиралось опытным путем до установления равной подвижности марки П3.

Равномерное распределение волокон фибры в процессе приготовления бетонной смеси оказывает влияние на однородность физико-механических свойств материала и эффективность дисперсного армирования (Kuder K. И др., 2006; Ponikiewski T., 2009)]. Известно, что бетонная смесь с фибрами склонна к комкованию, что резко ухудшает ее качество и не позволяет добиться надлежащего равномерного распределения и уплотнения материала. Поэтому для приготовления смеси используют различные приемы: вводят фибру в последнюю очередь в предварительно перемешанную смесь цемента, воды и заполнителя или смешивают сначала заполнители и волокна, а затем добавляют цемент и воду. В работе фибра для более равномерного распределения в бетонной смеси предварительно была насыщена водой за сутки до использования. Следует отметить, что, так как модифицированная фибра имела в своем составе пластификатор, это значительно облегчало процесс смачивания, чего не наблюдалось при использовании обычной фибры. Исследование влияния фибры на физико-механические свойства (пределы прочности при изгибе и сжатии, среднюю плотность) и структуру бетона проводилось на образцах-балочках размером 40×40×160 мм и образцах-кубиках размером 50×50×50 мм, изготовленных из равноподвижных (маркой по удобоукладываемости П3) смесей.

Значения прочностных характеристик бетона различных составов при изгибе и сжатии, определяемые в возрасте 7 и 28 сут. приведены в таблице 2 и на рисунках 1 и 2. Из данных таблицы 2 видно, что введение малого количества фибры (0.8 %) незначительно влияет на В/Ц отношение. Увеличение объемного содержания фибры до 2.5 % влияет на водопотребность смеси и водоцементное отношение, которое приходится увеличивать для обеспечения заданной удобоукладываемости бетонной смеси, так как возрастает площадь поверхности соприкосновения армирующего компонента с цементной матрицей.

Таблица 2. Прочностные характеристики легкого бетона.

Table 2. Strength characteristics of lightweight concrete.

Наименование состава	В/Ц	Плотность бетона, кг/м^3	Предел прочности при изгибе в возрасте…, МПа		Предел прочности при сжатии в возрасте…, МПа	
			7 суток	28 суток	7 суток	28 суток
контрольный	0.35	1520	4.43	4.87	41.5	47.5
БФ-0.8	0.36	1506	4.80	5.25	43.0	48.6
БФ-2.5	0.40	1530	5.15	5.74	47.8	51.2
МБФ-0.8	0.33	1510	5.41	5.80	45.3	49.5
МБФ-2.5	0.38	1536	5.48	5.94	48.8	54.0

Анализ результатов исследований, представленных в таблице 2 и на рисунке 1 показывает, что при введении в состав бетона фибры уже на 7-е сутки твердения происходит повышение прочности при изгибе от 8 до 16 % при использовании БФ (0.8 и 2.5 %) и от 22 до 24 % при использовании МБФ (0.8 и 2.5 %) по сравнению с контрольным составом. Однако, при дальнейшем твердении бетона до 28 сут., прирост прочности остается практически без изменений по сравнению с контрольным составом и составляет 8 и 18 % при использовании БФ и 19 и 22 % при использовании МБФ. Обращает на себя внимание тот факт, что разница в показателях при использовании 0.8 и 2.5 % модифицированной микрофибры минимальна и составляет не более 2 %; при использовании БФ разница составляет около 9 %. По сравнению с 7 сут. образцами прочность образцов при изгибе в возрасте 28 сут. увеличилась в среднем на 9 %.

Результаты испытаний образцов на прочность при сжатии показали (рис. 2), что введение малых количеств фибры оказывает незначительное влияние на этот показатель. Прирост прочности в



Рис. 1. Прочность образцов при изгибе армированного легкого бетона.

Fig. 1. Flexural Strength of Reinforced Lightweight Concrete.

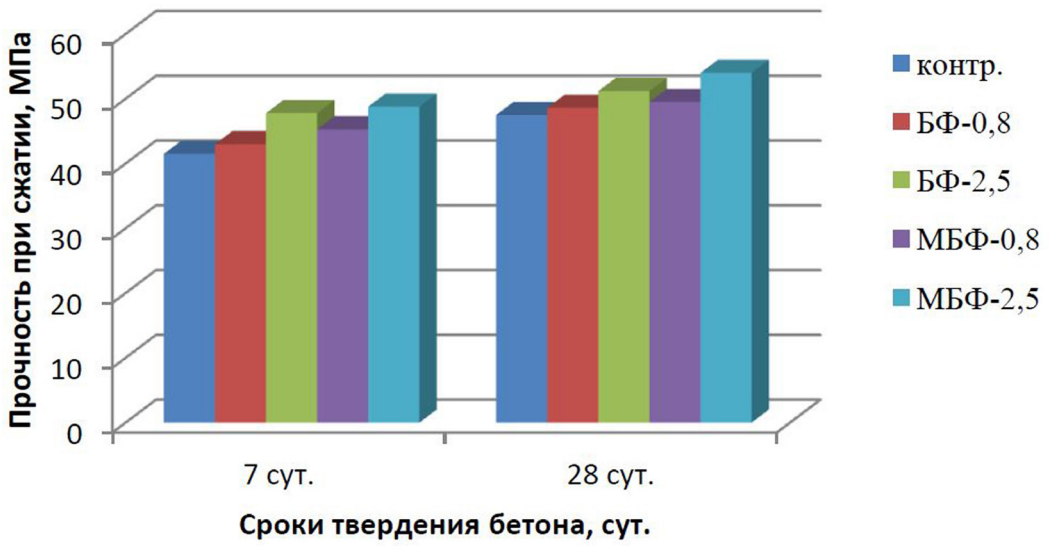
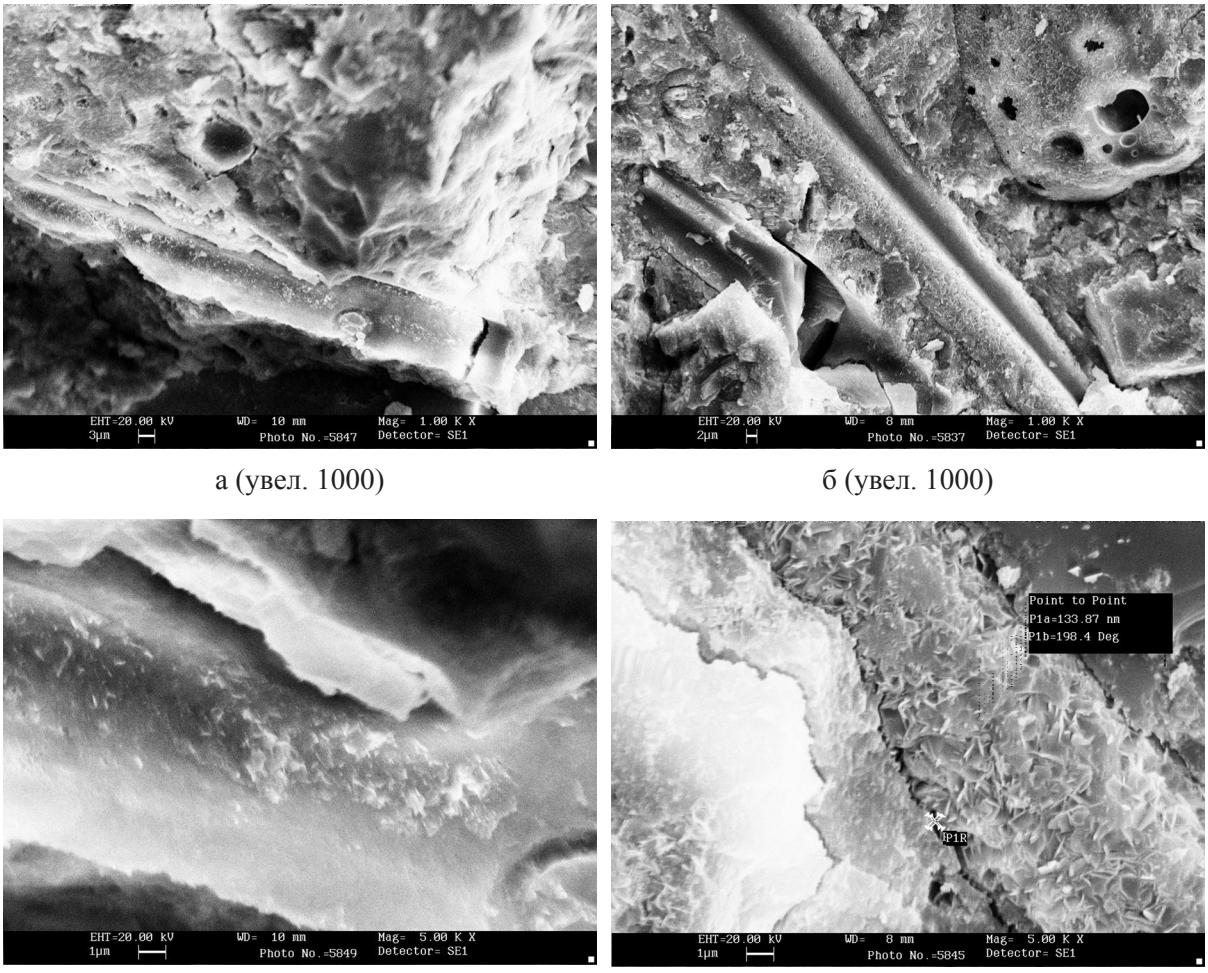


Рис. 2. Прочность образцов при сжатии армированного легкого бетона.

Fig. 2. Strength of samples in compression of reinforced lightweight concrete.



а (увел. 1000) б (увел. 1000)

в (увел. 5000) г (увел. 5000)

Рис. 3. Микроструктура легкого, модифицированного микрофиброй бетона в возрасте 28 сут.: а, в – с БФ-2.5%; б, г – с МБФ-2.5%.

Fig. 3 – Microstructure of lightweight, microfiber-modified concrete at the age of 28 days: a, c – with BF-2.5%; b, d – with MBF -2.5%.

7 сут. возрасте составляет всего 3.6 % при использовании БФ и 9 % при использовании МБФ по сравнению с контрольным составом. При повышении количества фибры до 2.5 % прочность увеличивается на 15 % при использовании БФ и на 18 % при использовании МБФ. Эта же тенденция сохраняется и при оценке показателей образцов на прочность в 28 сут. возрасте. Наибольшую прочность на сжатие имеют образцы бетона, армированные 2.5 % фибры.

На основании полученных экспериментальных данных можно сделать вывод, что наибольший прирост прочности при изгибе (+22-24 %) и сжатии (+9-18 %) как в ранние, так и в поздние сроки твердения показал состав бетона с 2.5 % содержанием модифицированной базальтовой микрофибры.

Известно, что коррозия базальтовых волокон при действии на них щелочной среды гидратирующегося цемента приводит к снижению их армирующих свойств (Клюев С.В., 2012; Бабаев В.Б. и др., 2013). Для оценки состояния фиброволокна были исследованы сколы бетона с БФ и МБФ в 28 сут. возрасте при различных увеличениях. Фотографии микроструктуры образцов, представленные на рисунке 3 а, б (увеличение 1000) показывают, что волокно фибры сохраняет свою поверхность и не теряет армирующих свойств. При 5000 кратном увеличении сколов видно, что поверхность волокна покрыта большим количеством игольчатых новообразований гидросиликатов кальция. Это говорит о том, что введенная в состав бетона шунгизитовая пыль реагирует с известью, сохраняя тем самым поверхность базальтовой микрофибры неповрежденной. Большее количество новообразований наблюдается у состава, армированного модифицированной базальтовой микрофиброй (рис. 3 г), по сравнению с составом, армированным БФ (рис. 3 в).

Таким образом, результаты исследований свидетельствуют о целесообразности дисперсного армирования легкого бетона модифицированной базальтовой микрофиброй. В дальнейшем работа будет направлена на изучение комплексного влияния полифункциональных модифицирующих добавок и дисперсного армирования на основные физико-механические характеристики легких бетонов, а также анализ наиболее оптимальных комплексов модификаторов и фибр с целью повышения прочностных свойств бетонов.

Литература

1. Алаторцева У.В. Конструкционные сталефибробетоны, модифицированные комплексными углеродными микро- и наноразмерными добавками: дис. канд. техн. наук: 05.23.05. Волгоград. 2011. 151 с.
2. Бабаев В.Б., Строкова В.В., Нелюбова В.В., Савгир Н.Л. К вопросу о щелочестойкости базальтовой фибры в цементной системе // Вестник БГТУ им. В.Г. Шухова. 2013. № 2. С. 63–67.
3. Белова Т.К., Гурьева В.А., Турчанинов В.И. Исследование влияния дисперсного армирования модифицированным базальтовым микроволокном на прочностные свойства цементного раствора // Электронный научный журнал Инженерный вестник Дона. № 2. 2015. ivdon.ru/ru/magazine/archive/n2y2015/2883
4. Булярский С.В. Углеродные нанотрубки: технология, управление свойствами, применение. Ульяновск. Изд-во: ООО «Стрежень». 2011. 478 с.
5. Войлоков И.А., Канаев С.Ф. Базальтофибробетон. Исторический экскурс // Инженерно-строительный журнал. 2009. № 4. С. 26–31.
6. Клюев С.В. К вопросу применения нескольких видов фибр для дисперсно-армированных бетонов // Вестник БГТУ им. В.Г. Шухова. 2012. № 4. С. 81–83.
7. Konsta-Gdoutos M.S., Metaxa Z.S., Shan S.P. Nanoimaging of highly dispersed carbon nanotube reinforced cement based materials // Seventh International RJLEM Symposium on Fibre Reinforced Concrete: Design and Applications, Chennai, India. 2008. P. 125–131.
8. Kuder K., Ozyurt N., Mu E., Shah S. Rheology of fiber-reinforced cement systems using a custom built rheometer. – Brittle Matrix Composites 8: Proc. 8th Int. Symp. BMC8. – Warsaw: Woodhead Publ. Ltd., ZTUREK, 2006. P. 431–439.
9. Низина Т.А., Балыков А.С. Анализ комплексного влияния модифицирующих добавок и дисперсного армирования на физико-механические характеристики мелкозернистых бетонов // Regional architecture and engineering. 2015. № 4. С. 25–32.
10. Рабинович Ф. Н. Дисперсно армированные бетоны. М. Изд-во: Стройиздат. 1989. 176 с.
11. Розина В.Е. Мелкозернистый базальтофибробетон с нанокремнеземом. Дисс. к.т.н. 05.23.05. Улан-Уде. 2015. 146 с.
12. Ponikiewski T. Investigation on random distribution of fibres in cement composites. Brittle Matrix Composites 9: Proc. 9th Int. Symp. BMC9. Warsaw: Woodhead Publ. Ltd., IFTR. 2009. P. 131–138.
13. Shan S.P., Konsta-Gdoutos M.S., Metaxa Z.S., Mondal P. Nanoscale modification of cementious materials. Proceeding of the Third International symposium on nanotechnology in construction. Springer. 2009. P. 125–130.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 53–58

Форстеритовые углеродсодержащие материалы на магнийфосфатной связке

Белогурова О.А., Саварина М.А., Шарай Т.В.
Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева КНЦ РАН, Апатиты, o.belogurova@ksc.ru

Аннотация. Отходы горного производства – источник ценных полезных ископаемых. Для осуществления рационального и комплексного использования этого сырья проводят исследование технико-технологической, экономической и экологической эффективности. Из углеродсодержащих гранул и брикета на основе форстеритового концентрата, полученного из отходов обогатительного производства Ковдорского ГОКа, на магнийфосфатном цементе получены бетоны со следующими характеристиками: плотность 910-1700 кг/м^3, прочность – до 10 МПа. Выявлены экспериментальные зависимости плотности и прочности от соотношения гранулы/брикет.

Ключевые слова: форстеритовый концентрат, углерод, неформованный материал, магнийфосфатная связка, лигносульфонат, конструкционно-теплоизоляционный бетон.

Forsterite carbon-containing materials on magnesium phosphate bond

Belogurova O.A., Savarina M.A., Sharai T.V.
Tananaev Institute of Chemistry and Technology of Rare Elements and Mineral Raw Materials of the Kola Science Centre, RAS, Apatity, o.belogurova@ksc.ru

Abstract. Mining waste is a source of valuable minerals. For the implementation of rational and integrated use, a detailed study of technical, technological, economic and environmental efficiency is carried out. Concrete from carbon-containing granules and briquette based on forsterite concentrate of the Kovdorsky mining and processing plant on magnesium phosphate cements with the following characteristics: density 910-1700 kg / m^3, strength – up to 10 MPa was obtained. Experimental dependences of density and strength on the granules / briquette ratio were revealed.

Keywords: forsterite concentrate, carbon, unshaped material, magnesium phosphate bond, lignosulfonate, structural and thermal insulation concrete.

Возможное использование техногенных минеральных образований подразделяется на два направления: доизвлечение основных полезных компонентов (металлов и неметаллов), которые не могли быть извлечены ранее при существовавшем уровне развития техники и технологии; нетрадиционное использование сырья, которое не предполагалось ранее при утверждении запасов «первичных» месторождений (например, в качестве стройматериалов и др.).

В настоящее время огромное внимание уделяется «зеленым» цементным материалам. Известно, что производство портландцемента является вторым по величине источником углекислого газа. Считают, что магнийфосфатный цемент является экологически чистым материалом и способен частично заменить портландцемент (M. A. Haque и др., 2019).

Конструкционно-теплоизоляционные бетоны на пористых заполнителях имеют среднюю плотность в пределах 400-1200 кг/м^3, предел прочности при сжатии от 2.5 до 15 МПа, термостойкость 25-35 воздушных теплосмен, температура применения 1000-1600 °С. Такие бетоны можно применять в виде эффективной теплоизоляции тепловых агрегатов взамен штучных дорогостоящих ультралегковесов. Бетоны фосфатного твердения можно использовать как в монолитном варианте, так и в виде отдельных сборных блоков.

В огнеупорах применение магнийфосфатных цементов связано со свойством холодного схватывания для образования продуктов, устойчивых при высоких температурах. Образование фосфатов магния происходит при взаимодействии MgO с H_3PO_4. Возможность для развития использования магнийфосфатных цементов расширилась с появлением производства намертво обожженного

MgO, с пониженной реакционной способностью, что сделало их подходящими для применения в строительстве и в качестве огнеупорных связок для литейных форм.

Finch и Sharp обнаружили, что, начиная с водной смеси $MgO:H_3PO_4 = 1:1$, образуется твердый продукт, но стехиометрия реакции не соблюдается из-за неполной реакции MgO, что приводило к соотношению 1:2, как показано в уравнении (Finch T. и др., 1989):

$$MgO + 2H_3PO_4 + H_2O \rightarrow Mg(H_2PO_4)_2 \cdot 2H_2O.$$

Для образования нерастворимого продукта с соотношением Mg/P = 1:1 обычно требуется избыток MgO, причем реакция протекает по уравнению (Hipedinger N.E. и др., 2002):

$$MgO + H_3PO_4 + 2H_2O \rightarrow MgHPO_4 \cdot 3H_2O.$$

Это взаимодействие сильно экзотермично, что порождает практические проблемы.

Исследователи дают разноречивые сведения по составу соединений, образующихся в бетонах на магнийфосфатной связке, и температуре перехода одного соединения в другое (Soudee E., 1999; Хорошавин Л.Б., 1990; Судакас Л.Г., 2008; N. Yang и др., 2014; Y. Li и др., 2015).

Цель работы – получить углеродсодержащий конструкционно-теплоизоляционный бетон из отходов обогатительного производства Ковдорского ГОКа на магнийфосфатной связке.

Задачи: оценить степень влияния составов шихты и применяемой связки на свойства легких бетонов; установить фосфатные соединения, получающиеся при взаимодействии компонентов шихты и связки; разработать технологию углеродсодержащих легких бетонов на основе форстеритового концентрата.

По «генезису» и форме накопления технологические отходы горнорудного производства можно условно разделить на две группы — «мокрые» и «сухие». На Ковдорском ГОКе к первой группе относятся уложенные в хвостохранилище отходы обогатительного производства: мелкие сильнообводненные пески, содержащие остаточные концентрации основных полезных компонентов, а также не извлеченные в производственном процессе по технологическим, экономическим или конъюнктурным причинам ценные или потенциально ценные примеси (например, минерал форстерит с содержанием до 50 % MgO). Ко второй группе отнесены отвалы-склады бедных и забалансовых руд разрабатываемых месторождений (Петрик А.И. и др., 2012).

Химический анализ форстеритового концентрата из отходов обогатительного производства, мас. %: MgO – 43-48; SiO_2 – 33-39; FeO – 4.4-5.3; Fe_2O_3 – 0.8-5.9; CaO – 0.6-2.4; п.п.п. – 0.1-1.5.

Гранулометрия сырого форстеритового концентрата, мас.%: (>0.2мм) -1, (-0.2+0.16 мм) -7, (-0.16+0.1мм) -48, (-0.1+0.063) -25, (-0.0630+0.05 мм) -5, (< 0.05 мм) -14.

При формировании микрогранул из смесей электродного графита с тонкомолотыми порошками форстеритового концентрата существует возможность получения более благоприятной формы частиц, что должно обеспечить высокие реологические свойства легких бетонов.

Состав шихты для гранул, мас. %: 50 – форстеритовый концентрат, 25 –электродный графит, 25 – каустический магнезит.

Получение гранул: шихту для гранул подвергают помолу в виброистирателе ИВ 1, для получения фракции < 0.063 мм, добавляют $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ (плотность 1.259 г/см^3), протирают через сито 1 мм, опудривают алюминием, высушивают, обжигают при 1000 °С в восстановительной среде.

В состав шихты для легкого бетона кроме углеродсодержащих гранул из форстерита входит брикет.

Состав брикета, мас. %: 50 – форстеритовый концентрат < 0.2 мм и 15 форстеритовый концентрат < 0.063 мм, 35 – бой магнезитовых изделий < 0.2 мм.

Технологическая схема получения брикета: шихта определенного состава перемешивается, вводится связка (поливиниловый спирт), прессуется под давлением 50-70 МПа, высушивается в естественных условиях в течение суток. Затем обжигается при температуре 1400. Полученный брикет дробят с получением фракций < 3 мм, часть подвергают помолу в виброистирателе ИВ 1, для получения фракции < 0.063 мм.

Гранулометрия раздробленного брикета, мас. %: (-3+2.5 мм) – 1, (-2.5+1.6 мм) – 14, (-1.6+1 мм) – 9, (-1+0.63 мм) – 7, (-0.63+0.4 мм) – 6, (-0.4+0.315 мм) – 10, (-0.315+0.2 мм) – 15, (-0.2+0.16 мм) – 8, (-0.16+0.063 мм) – 14, (< 0.063 мм) – 16.

Рентгенофазовый анализ, полученных легких бетонов, проводили на дифрактометре ДРФ -2 (CuK_{α}-излучение). Фрактографические исследования выполнены на растровом электронном микроскопе с использованием SEM LEO 420.

Технические требования к конструкционно-теплоизоляционным бетонам предъявляют согласно ГОСТ 34470-2018 «Бетоны огнеупорные» и ГОСТ 25820-2014 «Бетоны легкие». Прочность определяют по ГОСТ 10180-2012 «Бетоны. Методы определения прочности по контрольным образцам», плотность по ГОСТ 52541-2006 «Бетоны огнеупорные. Подготовка образцов для испытаний»

Выявлены экспериментальные зависимости плотности и прочности, изменения объема после термообработки углеродсодержащего форстеритового бетона от количества гранул и тонкой фракции брикета в шихте, добавок к фосфатной связке.

Вяжущим компонентом для бетонов из гранул на основе форстеритового концентрата, послужил фосфат магния, получаемый из магния углекислого основного $Mg_5(CO_3)_4(OH)_2 \cdot 4H_2O$ согласно реакции:

$$4MgCO_3 \cdot Mg(OH)_2 \cdot 4H_2O + 10H_3PO_4 \rightarrow 5[Mg(H_2PO_4)_2 \cdot 2H_2O] + 4CO_2$$

Для получения легкого бетона смесь на магнийфосфатной связке (плотность 1.50 г/см^3) заливают в разъемные металлические формы высотой 45 мм. Их выдерживают в течение 1 дня, затем формы разбирают и образцы выдерживают на воздухе еще 6 дней. Далее образцы термообрабатывают при 450 °С и при 1000 °С с выдержкой 2 ч. при максимальной температуре.

С возрастанием количества брикета в шихте растет прочность легкого бетона, наибольшая прочность у образца из шихты (40 % гранулы + 60 % брикет < 0.063 мм). Плотность после обжига при 450 °С уменьшается и происходит усадка 2.7- 4.1 %. На рисунках 1, 2 представлены зависимости показателей прочности и плотности от соотношения гранул и брикета в шихте.

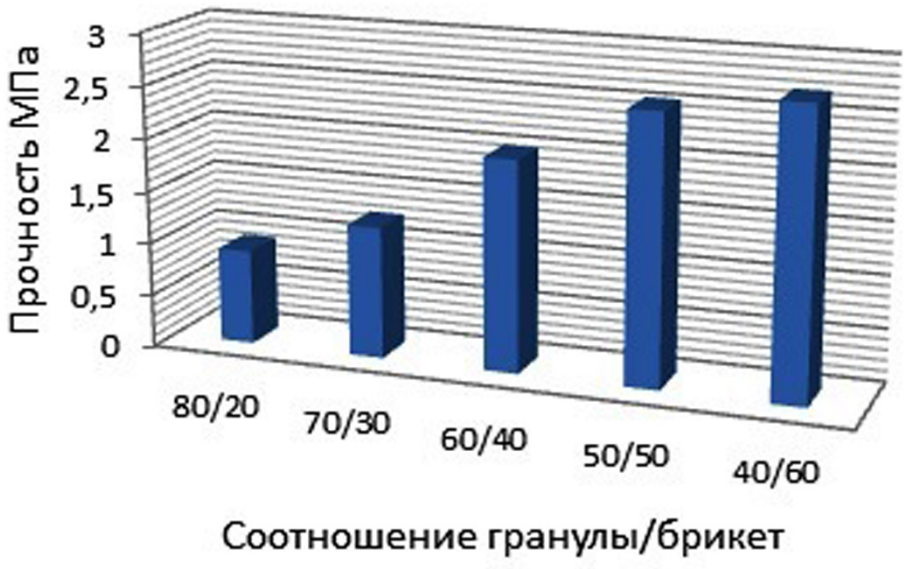


Рис. 1. Влияние соотношений гранулы/брикет на прочность бетона на магнийфосфатной связке (после 28 суток твердения).

Fig. 1. Influence of the granule / briquette ratios on the strength of concrete on a magnesium phosphate bond (after 28 days of hardening).



Рис. 2. Влияние соотношений гранулы/брикет на плотность бетона на магнийфосфатной связке (в легенде количество суток твердения бетона).

Fig. 2. Influence of the granule / briquette ratios on the density of concrete on a magnesium phosphate bond (in the legend, the number of days of concrete hardening).

Для фосфатных связок схемы превращений цементирующей части неоднозначны и в композициях присутствуют фазы переменного состава, новообразования по большей части аморфны и лишь при нагревании склонны к кристаллизации и взаимодействию с зернами наполнителя. Микроструктура подвергается значительным изменениям при термообработке.

Анализ данных рентгенофазового анализа легких бетонов различных составов показывает наличие форстерита, периклаза, ньюбериита $MgHPO_4 \cdot 3H_2O$.

Были проведены исследования фазового состава образцов в зависимости от термообработки смеси. Исходя из данных рентгенофазового анализа ньюбериит при 150°С перешел в моногидрат гидроортофосфата $MgHPO_4 \cdot H_2O$. При 200 °С $MgHPO_4 \cdot H_2O$ преобразовался в дигидропирофосфат $MgH_2P_2O_7$. После 400 °С на рентгенограмме отмечены линии тетраметафосфата $Mg_2P_4O_{12}$, от 700 °С – ортофосфата $Mg_3(PO_4)_2$:

$$MgHPO_4 \cdot 3H_2O \rightarrow^{(150°C)} MgHPO_4 \cdot H_2O \rightarrow^{(200°C)} MgH_2P_2O_7 \rightarrow^{(400°C)} Mg_2P_4O_{12} \rightarrow^{(700°C)} Mg_3(PO_4)_2$$

Прочность образцов растет с увеличением содержания брикета. Реакция с фосфатом магния идет бурно, было решено провести испытания с замедлителем, например, лигносульфонатом. Такая комбинированная связка обеспечивает более медленное взаимодействие компонентов при постепенном выделении тепла. Соотношение магнийфосфатная связка/ лигносульфонат было следующим: 80/20, 70/30, 60/40, 50/50. На рисунках 3, 4 представлены зависимости показателей прочности и плотности легкого бетона от соотношения гранул и брикета в шихте, а также состава комбинированной связки.

Отмечено, что при содержании в шихте брикета 20-30 % увеличивается показатель прочности для образцов с комбинированным связующим при соотношении магнийфосфатная связка/ лигносульфонат = 50:50. В то время как, при содержании в шихте брикета 40-60 % увеличивается показатель прочности для образцов с комбинированной связкой магнийфосфатная связка/ лигносульфонат = 80:20. С уменьшением содержания магнийфосфатной связки значения прочности падают.

Введение в связку лигносульфоната положительно сказалось на свойствах бетонов, плотность и прочность увеличились. Наибольшая прочность (10 МПа) достигнута у образца из шихты (40 % гранулы + 60 % брикет < 0.063 мм) при соотношении магнийфосфатная связка/ лигносульфонат = 80/20.

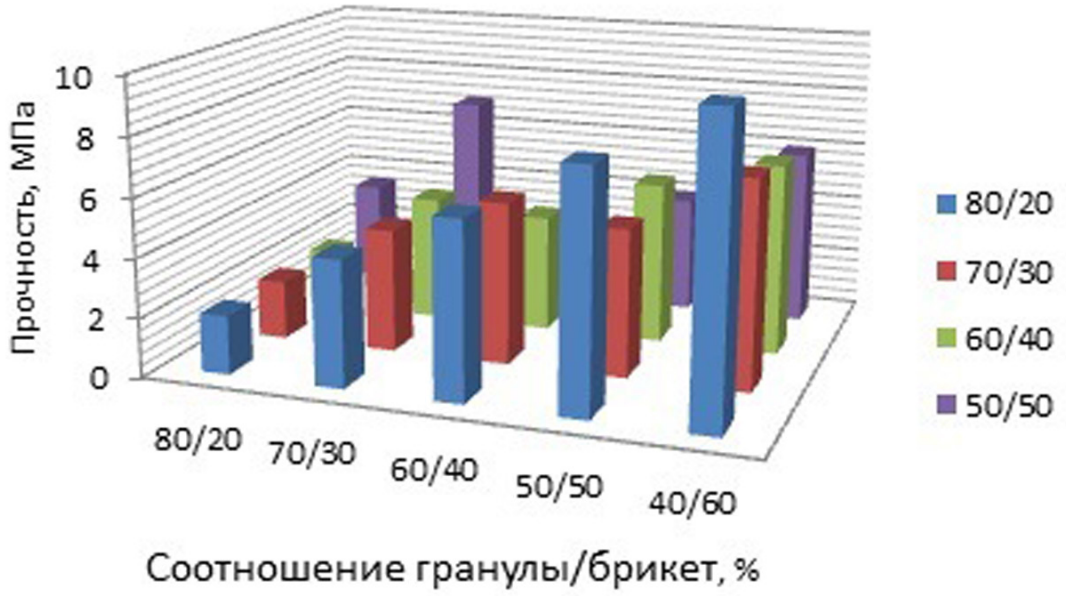


Рис. 3. Влияние соотношений гранулы / брикет и магнийфосфатная связка/лигносульфонат на прочность бетона на комбинированной связке (в легенде соотношение магнийфосфатная связка/лигносульфонат).

Fig. 3. Influence of the ratio of granules / briquettes and magnesium phosphate bond / lignosulfonate on the strength of concrete with a combined bond (in the legend, the ratio of magnesium phosphate bond / lignosulfonate).

Выводы

Разработана технология конструкционно-теплоизоляционных бетонов из углеродсодержащих гранул и брикета на основе форстеритового концентрата, полученного из отходов обогатительного производства Ковдорского ГОКа, с использованием цементов из магниевых фосфатов.

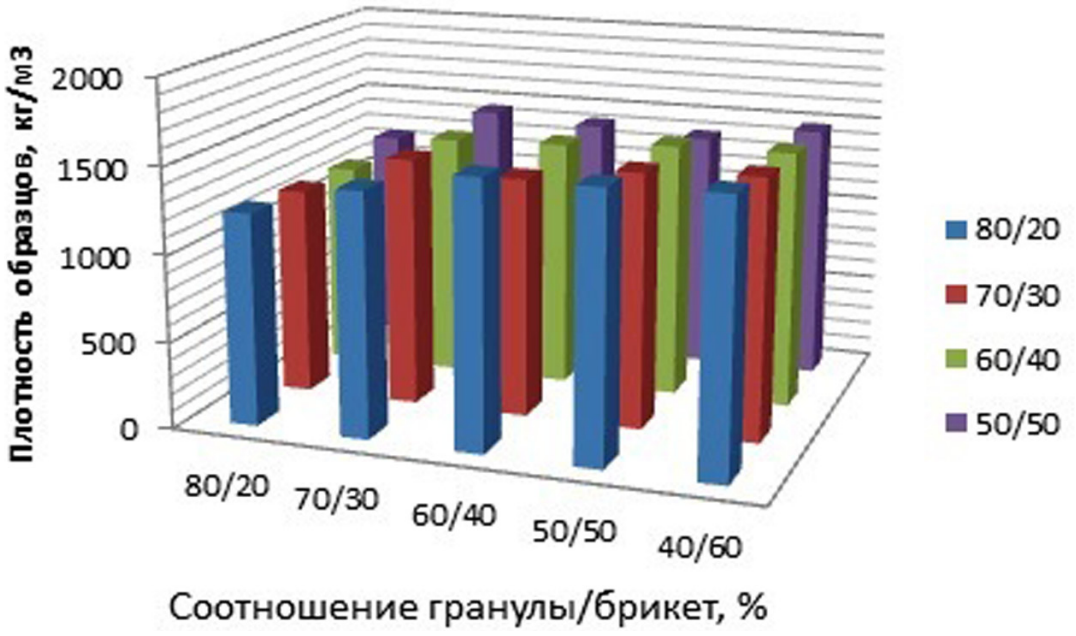


Рис. 4. Влияние соотношения гранулы/брикет и магнийфосфатная связка / лигносульфонат на плотность бетона на комбинированной связке (в легенде соотношение магнийфосфатная связка / лигносульфонат).

Fig. 4. Influence of the ratio of granules / briquettes and magnesium phosphate bond / lignosulfonate on the density of concrete on a combined bond (in the legend, the ratio of magnesium phosphate bond/ lignosulfonate).

Отмечено, что прочность легкого бетона на магнийфосфатной связке увеличивается с возрастанием количества брикета в шихте, наибольшая прочность (3 МПа) у образца из шихты (40 % гранулы + 60 % брикет < 0.063 мм). Согласно данным рентгенофазового анализа в этих материалах присутствует форстерит, периклаз, ньюбериит $MgHPO_4 \cdot 3H_2O$. Последний после 150 °С переходит в моногидрат гидроортофосфата $MgHPO_4 \cdot H_2O$, после 200 °С появляется дигидропирофосфат $MgH_2P_2O_7$, после 400 °С отмечен тетраметафосфат $Mg_2P_4O_{12}$ и после 700 °С – ортофосфат $Mg_3(PO_4)_2$.

Увеличения показателей плотности и прочности можно достичь при использовании комбинированной связки из $Mg(H_2PO_4)_2 \cdot 2H_2O$ и лигносульфоната.

Углеродсодержащие легкие бетоны на цементах из магниевых фосфатов предлагается использовать в сталелитейной промышленности.

Литература

1. Петрик А.И., Быховец А.Н., Сохарев В.А., Переин В.Н., Сердюков А.П. Модернизация минерально-сырьевой базы в стратегии долгосрочного развития Ковдорского ГОКа // Горный журнал. 2012. №10. С. 12–17.
2. Судакас Л.Г. Фосфатные вяжущие системы. СПб. Изд-во: РИА «Квинтет». 2008. 260 с.
3. Хорошавин Л.Б. Магнезиальные бетоны. М. Изд-во: Металлургия. 1990. С. 68.
4. M.A. Haque, B. Chen Research progresses on magnesium phosphate cement: A review // Construction and building materials. 2019. V. 211. P. 885–898. https://doi.org/10.1016/j.conbuildmat.2019.03.304.
5. Hipedinger N.E., Scian A.N., Aglietti E.F. Magnesia−phosphate bond for cold-setting cordierite-based refractories // Cem. Concr. Res. 2002. V. 32. P. 675−682.
6. Finch T., Sharp J.H. Chemical reactions between magnesia and aluminium orthophosphate to form magnesia-phosphate cements // J. Mater. Sci.1989. V. 24. P. 4379−4386.
7. Y. Li, C. Bing New Type of Super-Lightweight Magnesium Phosphate Cement Foamed Concrete //Journal of Materials in Civil Engineering. 2015. V. 27. issue 1. https://doi.org/10.1061/(ASCE)MT.1943-5533.0001044.
8. Soudee E. Liants phosphomagnesiens – mecaniqme de prise et durabilite: diss. Doctorat.- Lyon. 1999. 266 p.
9. N. Yang, C. Shi, J. Yang, Y. Chang Research Progresses in Magnesium Phosphate Cement–Based Materials // Journal of Materials in Civil Engineering. 2014. V. 26(10). P. 1-8. DOI: 10.1061/(ASCE)MT.1943-5533.0000971.

Исследование микроструктуры бетонов при воздействии кислых сред методом электронной микроскопии

Белогурова Т.П. [1], Нерадовский Ю.Н. [2], Беляевский А.Т. [1]

[1] Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева КНЦ РАН, Апатиты, t.belogurova@ksc.ru

[2] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, nerad@geoksc.apatity.ru

Аннотация. Исследованием структуры бетонов с заполнителем из уртита при воздействии кислых сред методом электронной микроскопии установлено, что в течение 1.5 лет испытаний главные минеральные фазы уртита в соединении с цементной матрицей не подверглись изменениям. Нефелиновый заполнитель, благодаря повышенной активности к гидроксиду кальция, интенсифицирует процессы фазообразования вторичных продуктов, способствуя уплотнению структуры цементного камня и замедлению диффузии агрессивных агентов.

Ключевые слова: микроскопические исследования, уртит, бетон, кислая среда, структура, гидратация.

Investigation of the microstructure of concrete under the influence of acidic media by electron microscopy

Belogurova T.P. [1], Neradovsky Y.N. [2], Belyaevsky A.T. [1]

[1] I.V.Tananaev Institute of Chemistry and Technology of Rare Elements and Mineral Raw Materials of the Kola Science Centre, RAS, Apatity, t.belogurova@ksc.ru

[2] Geological Institute of the Kola Science Centre, RAS, Apatity, nerad@geoksc.apatity.ru

Abstract. The study of the structure of concrete with an urtite aggregate under the influence of acidic media by electron microscopy revealed that during 1.5 years of testing, the main mineral phases of urtite in combination with the cement matrix were not changed. The nepheline aggregate, due to its increased activity to the calcium hydroxide, intensifies the processes of phase formation of secondary products, contributing to the compaction of the cement stone structure and slowing down the diffusion of aggressive agents.

Key words: microscopic studies, urtite, concrete, acidic environment, structure, hydration.

Основными разновидностями вскрышных пород рудников АО «Апатит» при добыче апатито-нефелиновых руд являются уртиты. Применение данных пород в строительстве ограничивается повышенным содержанием в их составе нефелина. Ранее проведенными исследованиями установлено, что данные породы относятся к плотным и прочным, с низкими значениями водопоглощения и истираемости и могут служить сырьевым источником заполнителей для тяжелых бетонов (Белогурова и др., 2004). Результаты испытаний уртитов и уртитового щебня в средах с повышенным содержанием ионов Cl^-, SO_4^{2-} и NO_3^- свидетельствуют о достаточной стойкости этих материалов в жидких агрессивных средах (Белогурова и др., 2019). Изучением бетонов с заполнителем из уртита в жидких агрессивных средах показано, что нефелинсодержащий заполнитель способствует повышению их коррозионной стойкости (Белогурова и др., 2020). Целью настоящих исследований являлось изучение поведения различных минералов уртита при взаимодействии с цементом в агрессивных средах методом электронной микроскопии.

Внутренняя структура бетонов, подвергшихся воздействию различных жидких сред, изучалась на полированных образцах. Снимки выполнялись в отраженных электронах на сканирующем электронном микроскопе SEM LEO-1450 в ГИ КНЦ РАН.

На рисунке 1 приведены фото образцов бетонов нормального твердения на уртите и уртите с золой после 1.5 лет воздействия кислотных растворов. На всех фото отчетливо прослеживается полиминеральный характер уртита, включающий нефелин, титанит, пироксен, ильменит и другие минералы. В исследованиях особое внимание уделялось изучению реакции основного минерала уртита – нефелина на воздействие жидких сред и его поведению в зоне контакта с цементом.

Анализ представленных фотографий в целом позволяет констатировать, что практически все представленные образцы бетона имеют достаточно плотную структуру с ярко выраженным контак-

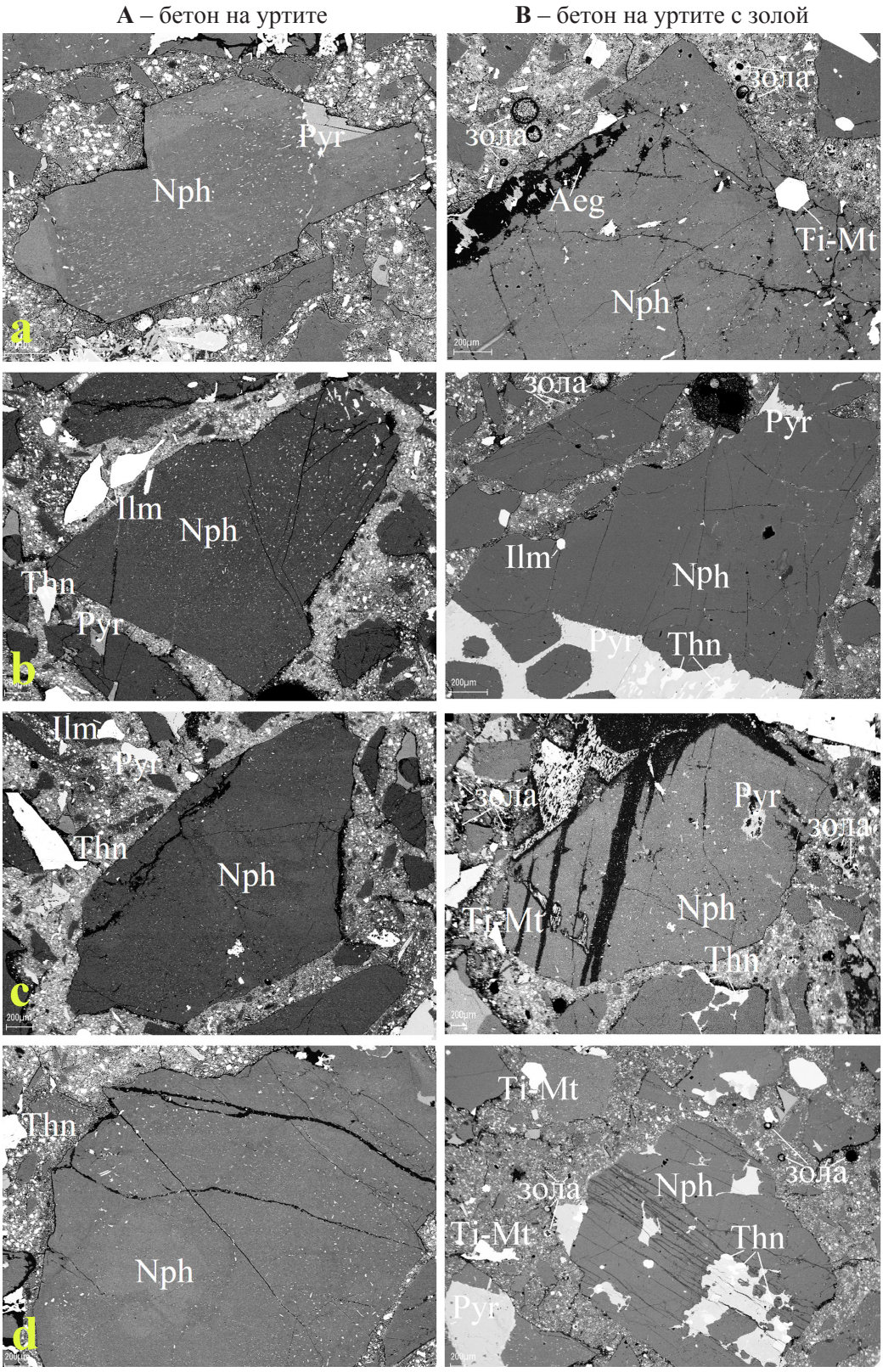


Рис. 1. Бетона на уртите (A) и уртите с золой (B) после 1.5 года хранения в: a – дистиллированной воде, b – хлористой среде, c – азотнокислой среде, d – сернокислой среде; Nph – нефелин, Pyr – пироксен, Ti-Mt – титаномагнетит, Ttn – титанит, Aeg – эгирин. (SEM LEO-1450).

Fig. 1. Concrete urtite (A) and urtite with ash (B) after 1.5 years of storage in: a – distilled water, b – chloride environments, c – nitrate medium, d – sulfate medium; Nph – nepheline, Pyr – pyroxene, Ti-Mt – titanomagnetite, Ttn – titanite, Aeg – aegirine. (SEM LEO-1450).

том заполнителя с цементом. При этом бетон на уртите с золой имеет более плотную контактную зону без зазоров и трещин. Зерна нефелина на всех представленных фото не имеют видимых повреждений от действия растворов.

При детальном изучении образцов видно, что на рисунке 1, A-a и B-b зерна нефелина представлены в виде абсолютно свежих, не затронутых процессами выветривания кристаллов с природными включениями пироксена, титанита и ильменита. На остальных фото прослеживаются микротрещины по нефелину, носящие как технологический характер (образовавшиеся при дроблении породы, испытании бетона на прочность или при подготовке образцов), так и природное происхождение (связанные с процессами естественной минерализации в нефелине). Все эти трещины сухие, не содержащие вторичных минералов; проникновение по ним растворов солей не наблюдается.

На фото также представлены образцы измененного нефелина, по которому в результате шпреуштейнизации развивались вторичные фазы эгирин-авгита, пироксена, титанита (рис. 1, B-a, A-c, B-d). Поскольку явление шпреуштейнизации характерно для Хибинских апатито-нефелиновых руд, в уртитах этих месторождений нефелин часто бывает изменен. Это было учтено при проведении эксперимента. На основании проведенных микроскопических исследований отдельных минералов непосредственно в зернах заполнителя и по краям на контакте с цементом установлено, что ни нефелин, ни другие породообразующие минералы уртита не претерпели каких-либо вторичных изменений, растворения или коррозии от действия агрессивных растворов.

Вместе с тем, на фото (рис. 1, A-a-d) на отдельных участках контактной границы зерна нефелина с цементом прослеживаются затемненные участки, свидетельствующие о неплотном сцеплении минерала с цементом. Эти дефекты могли быть вызваны либо технологическими факторами при изготовлении образцов бетона, либо динамическими нагрузками при испытании бетона, либо механическими повреждениями при полировке образцов абразивным материалом в силу различной плотности минерала и цемента. Однако, именно на этих участках возможны какие-либо изменения, связанные с укреплением или ослаблением контактной зоны цемент-заполнитель. Возможности настоящих микроскопических исследований не позволяют установить процессы, происходящие в этих зонах. Ранними исследованиями (Крашенинников и др., 1989) было показано, что на границах цемент-заполнитель возможно появление участков с уплотненной структурой за счет образования так называемой «реакционной каймы», свидетельствующей о происходящих химических процессах в зоне контакта.

Изучение процессов, происходящих в контактной зоне бетонов, проводилось с помощью цифрового сканирующего электронного микроскопа SEM LEO-420. В задачу исследований входило изучение новообразований, появившихся в контактной зоне цемента с заполнителем и в порах бетонов под воздействием агрессивных растворов.

На рисунке 2 представлены фото сколов поверхностей образцов бетонов на уртите после 1.5 года воздействия кислых сред.

На снимках видно, что образцы бетона имеют развитую контактную поверхность, на которой представлены новообразования различного состава – от геля кремнекислоты до сферических сростков тонкоигольчатых кристаллов гидросиликатных и гидроалюминатных соединений. В образцах бетонов, хранившихся в дистиллированной воде и в хлористой среде наблюдается большая доля слабо окристаллизованных гидросиликатов кальция, которые формируют сплошную сетку из новообразований, в результате чего устраняются микродефекты структуры на микроуровне. В сернокислой и азотнокислой средах на границе уртита с цементной матрицей четко прослеживается образование игольчатых сферических кристаллов низкоосновных гидросиликатов кальция типа эттрингита и плоскопризматических кристаллов портландита. Видно, что в данных средах образуется значительно большее количество контактов срастания заполнителя с цементной матрицей, упрочняя структуру бетона контактной зоны. Следов образования нетипичных для гидратации цемента фаз, коррозионного поражения или растворения минералов уртита на контакте с цементом не обнаружено.

На рисунке 3 при большом увеличении видно, что аналогичные новообразования накапливаются и в порах цемента. После 1.5 года воздействия дистиллированной воды (рис. 3, A) в поре бетона на уртитовом заполнителе образовался слой, состоящий из мелкокристаллических гелеобразных гидратных соединений и тонкоигольчатых кристаллов гидросиликатов кальция, способствующих замоноличиванию поры уплотнению структуры цементного камня.

Под воздействием растворов солей соляной, серной и азотной кислот в порах бетона на уртите образовалась мелкокристаллическая сотообразная структура уплотняющих и упрочняющих гелеобразных гидратных соединений (рис. 3, B-D), идентичных гидроалюминатам и гидросиликатам кальция. В работах (Белогурова и др., 1990; Рахимбаев и др., 2011) показано, что уртиты являются химически активными породами. При этом уртит в качестве активного заполнителя в целом не изменяет хода основных химических взаимодействий при гидратации цемента, но скорость протекания реакции значительно повышается. Продукты гидратации поглощаются быстрорастущими кристаллами и не успевают образовывать новые оболочки, что способствует интенсивному взаимодействию в системе и формированию монолитного каркаса. В результате при массовом образовании кристаллогидратов на поверхности негидратированных ядер создается плотная оболочка, которая со временем еще более уплотняется, обеспечивая достаточно плотное зарастание пространственного объема и формирование слитной структуры композита с высокими физико-механическими свойствами.

Таким образом, изучением структуры бетонов на уртитах с помощью электронной микроскопии подтверждено, что в образцах бетонов при воздействии кислых сред происходит ускорение процесса образования вторичных продуктов. Данные новообразования накапливаются в зоне контакта цемента с заполнителем и порах бетона, уплотняя структуру цементного камня и замедляя диффузию агрессивных агентов (Рахимбаев, 2012).

Проведенными исследованиями установлено, что структура бетона на нефелинсодержащих заполнителях – уртитах является более прочной и плотной за счет улучшенной контактной зоны. Полученные результаты испытаний свидетельствуют о достаточно высокой стойкости бетонов на

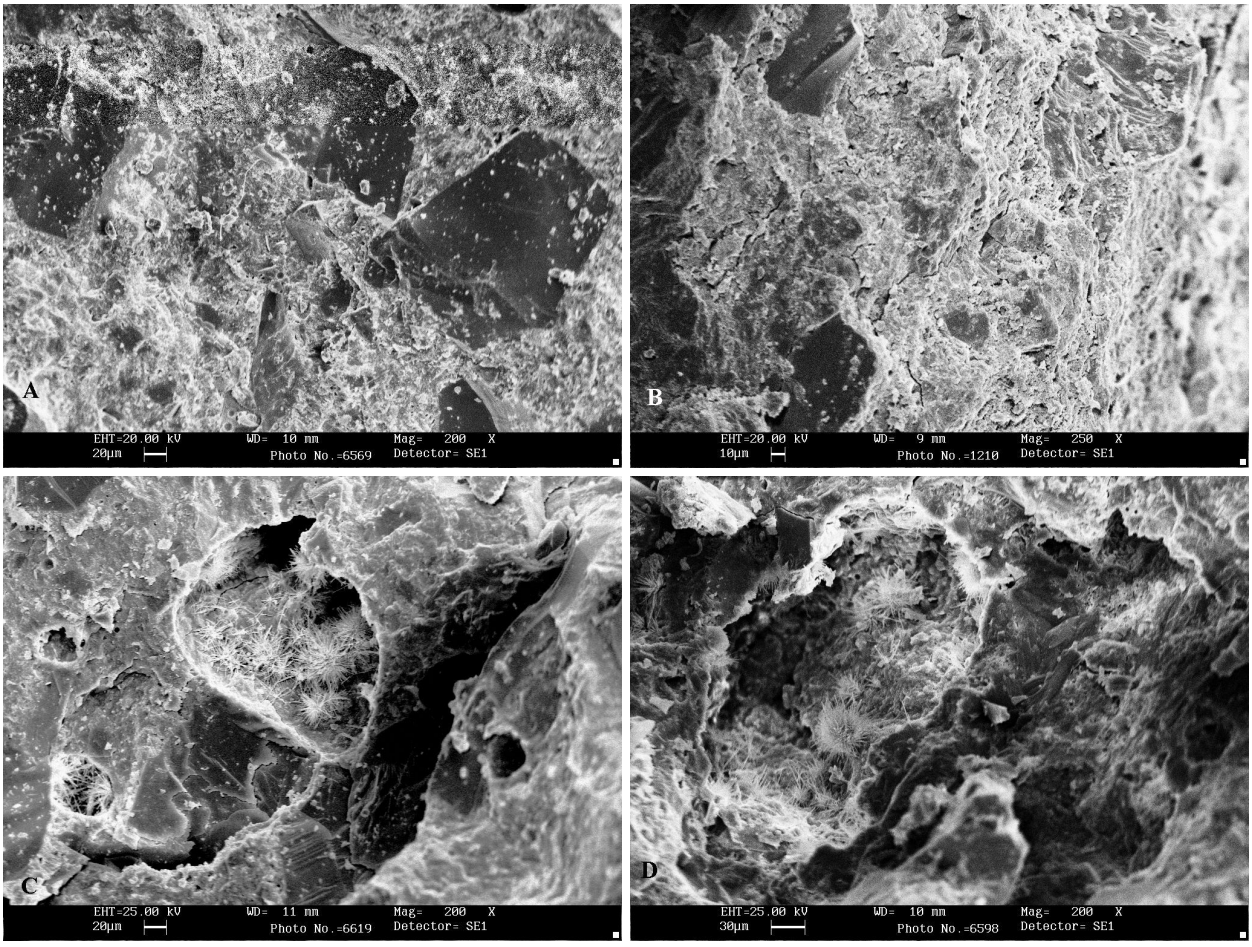


Рис. 2. Микроструктура бетонов на уртите после 1.5. года воздействия: A – дистиллированной воды, B – хлористой среды, C – сернокислой среды, D – азотнокислой среды (SEM LEO 420). Увеличение 200.

Fig. 2. Microstructure of concrete on urtite after 1.5 years of exposure: A-distilled water, B – chloride medium, C-sulfuric acid medium, D-nitric acid medium (SEM LEO 420). Increase 200.

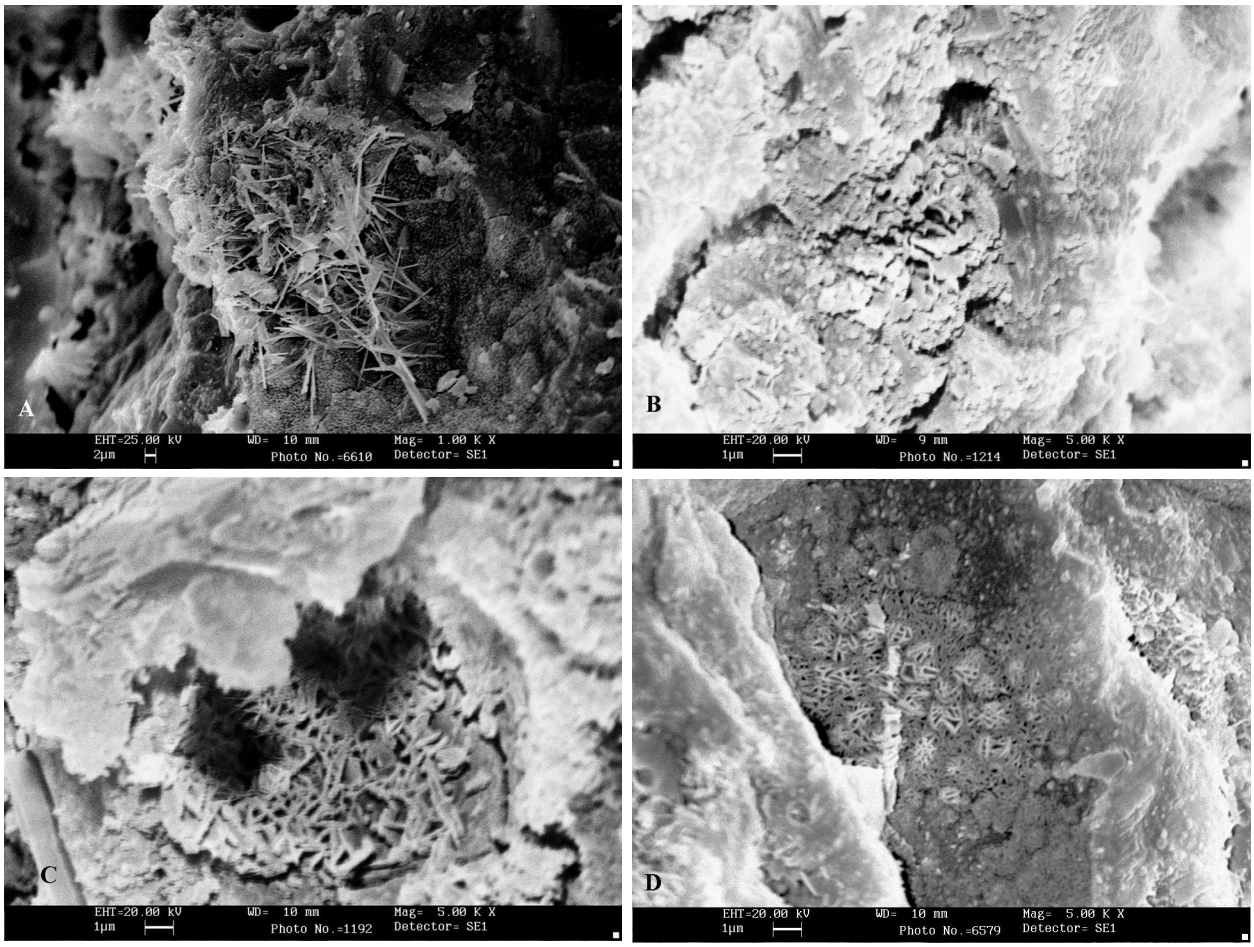


Рис. 3. Новообразования в порах бетона на уртите после 1.5. года воздействия: A – дистиллированной воды, B – хлористой среды, C – сернокислой среды, D – азотнокислой среды (SEM LEO 420). Увеличение 1000 (A) и 5000 (B-D).

Fig. 3. Neoplasms in the of pores concrete on urtite after 1.5 years of exposure: A-distilled water, B – chloride medium, C-sulfuric acid medium, D-nitric acid medium (SEM LEO 420). Increase of 1000 (A) and 5000 (B-D).

нефелинсодержащих заполнителях в кислых средах, что позволяет использовать уртиты в качестве заполнителей бетонов.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИХТРЭМС КНЦ РАН № 0226-2020-0068.

Литература

1. Белогурова Т.П., Крашенинников О.Н. Утилизация вскрышных пород Хибинских апатитонефелиновых месторождений в строительстве // Строительные материалы. 2004. № 6. С. 32–35.
2. Белогурова Т.П., Крашенинников О.Н., Рояк Г.С. и др. О реакционной способности вскрышных пород рудников ПО «Апатит» // Физико-химические основы переработки и применения минерального сырья. Апатиты: КНЦ АН СССР. 1990. С. 32–35.
3. Белогурова Т.П., Нерадовский Ю.Н., Беляевский А.Т. Коррозионная стойкость бетонов с заполнителем из уртита // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2020. № 17. С. 49–54.
4. Белогурова Т.П., Нерадовский Ю.Н., Компанченко А.А. Коррозионная стойкость уртитов в жидких агрессивных средах // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 23–27.
5. Крашенинников О.Н., Белогурова Т.П., Цветкова Т.В. Влияние минерального состава уртитового заполнителя и условий твердения бетона на формирование контактной зоны // Комплексное использование минерального сырья в строительных и технических материалах. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1989. С. 22–25.
6. Рахимбаев Ш.М. Кинетика процессов кольматации при химической коррозии цементных систем // Бетон и железобетон. 2012. № 6. С. 16–17.
7. Рахимбаев Ш.М., Толыпина Н.М. Кислотостойкий бетон с эффективным активным заполнителем // Бетон и железобетон. 2011. № 4. С. 24–26.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 64–68

Следы поля напряжений северо-восточного сжатия на Кольском полуострове (центральная часть Мурманской области)

Бондарь И.В., Маринин А.В.
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, bond@ifz.ru

Аннотация. Изучение полей напряжения на территории Кольского полуострова проводилось многими исследователями с применением различных тектонофизических методов. И как в пределах локальных геологических объектов (Печенгская структура, Хибинский массив), так и на всей территории Кольского полуострова фиксируется поле напряжения северо-западного и западного сжатия. Авторами данной статьи, по результатам многочисленных полевых экспедиций, удалось обнаружить следы поля напряжения северо-восточного сжатия, а также на основании некоторых фактов предположить более молодой возраст поля напряжения северо-восточного сжатия, относительно выделяемых ранее полей напряжения.

Ключевые слова: Поле напряжения, северо-восточное сжатие, структурные парагенезы, зеркало скольжения, малые структурные формы, Кольский полуостров.

Traces of the stress field of the north-eastern compression on the Kola Peninsula (central part of the Murmansk region)

Bondar I.V., Marinin A.V.
Schmidt institute of physics of the earth of the RAS, Moscow, bond@ifz.ru

Abstract. The study of stress fields on the area of the Kola Peninsula was carried out by many researchers using various tectonophysical methods. And both within the local geological objects (the Pechenga structure, the Khibiny massif) and throughout the Kola Peninsula, the stress field of the north-western and western compression is recorded. The authors of this article, based on the results of numerous field expeditions, managed to find traces of the stress field of the north-eastern compression, and also on the basis of some facts to assume a younger age of the stress field of the north-eastern compression, relative to the stress fields previously allocated.

Key words: Stress field, north-east compression, structural parageneses, slickenside, small structural forms, Kola Peninsula.

Расположение района и геологическая характеристика

Район исследования расположен на Кольском полуострове и охватывает территорию от Ковдорского массива на западе до Хибинского массива на востоке (рис. 1).

Исследуемый район расположен в северной части Беломорского геоблока, претерпевшего в архее и раннем протерозое многочисленные складчатые и разрывные деформации, а также мигматизацию и гранитизацию. В пределах мегаблока широко развиты тоналитовые гнейсы, амфиболиты и высокоглиноземистые гнейсы беломорской серии (Государственная..., 2007). Часть точек наблюдения находятся в пределах Имандра-Варзугской шовной зоны.

Методика исследования

В ходе полевого изучения малых структурных форм в некоторых обнажениях удается фиксировать плоскости тектонических трещин (зеркал скольжения) на которых наблюдаются два (или более) направления борозд скольжения, часто свидетельствующих о разных кинематических типах этих зеркал скольжения (со взбросовой, сбросовой, право- или левосдвиговой кинематикой).

В ходе наших полевых исследований два зеркала скольжения на одной плоскости наблюдались в 12-ти точках наблюдения. Причем в некоторых случаях, возможно было говорить об относительной последовательности формирования этих зеркал скольжения. Например, если видно, что одно зеркало выглядит свежее, четче, а второе как будто «затерто». Или если одно некогда единое зеркало разбито трещиной на два отдельных, и на плоскости этой трещины зафиксированы следы смещения.

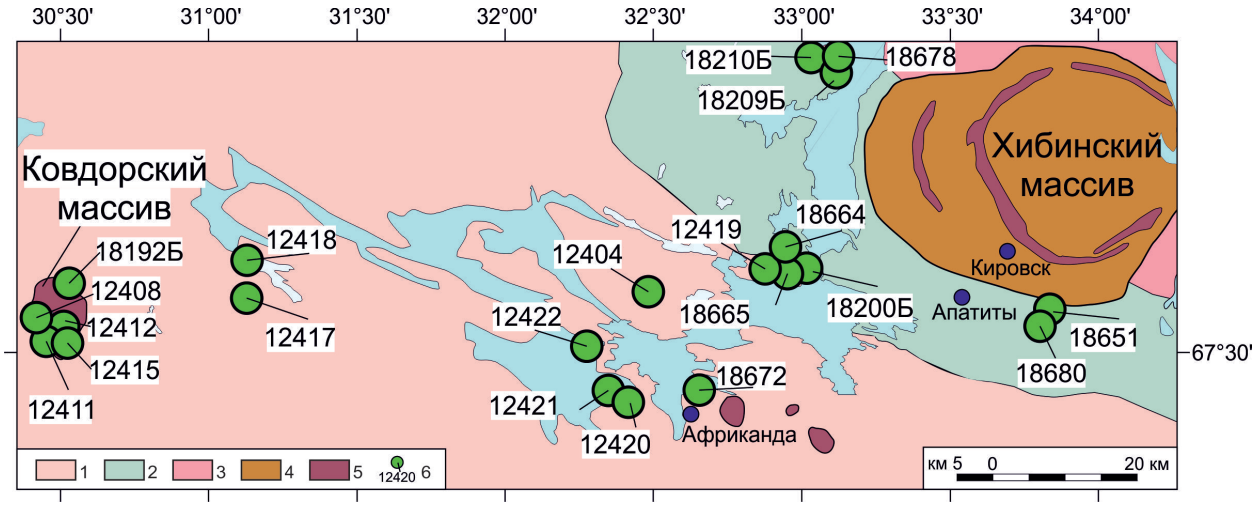


Рис. 1. Расположение точек наблюдений с двойными замерами (Государственная..., 2007).
1 – Беломорский пояс; 2 – Имандра-Варзугская шовная зона; 3 – Центрально-кольский блок; 4-5 – интрузивные щелочные массивы: 4 – щелочные ультрамафиты; 5 – фоидолиты, оливиниты, йолиты, нефелиновые сиениты; 6 – точки наблюдения.

Fig. 1. Location of observation points with double measurements (Gosudarstvennaya..., 2007). 1 – White Sea belt; 2 – Imandra-Varzug suture zone; 3 – Central Kola block; 4-5 – alkaline typhons: 4 – alkaline ultramafic; 5 – phoidolites, olivinites, yolites, nepheline syenites; 6 – observation point.

Все замеры зеркал скольжения с двумя направлениями штриховки были собраны в отдельную базу, после чего все «двойные» замеры были вынесены на круговую диаграмму и проанализированы с помощью структурно-парагенетического метода Расцветаева Л.М. и метода катакластического анализа Ребецкого Ю.Л (Расцветаев, 1987; Ребецкий и др., 2017). Структурно-парагенетический метод заключается в выделении закономерных и повторяющихся сочетаний тектонических нарушений разной морфологии и ориентировки, но близкого возраста и генезиса. Эти парагенетически связанные дизъюнктивы образуют определенные структурные рисунки, изучение которых позволяет определить кинематические (перемещение), тектонодинамические (поле напряжений) и реологические особенности дизъюнктивной деформации. Метод катакластического анализа разрывных смещений основан на анализе данных о зеркалах скольжения и позволяет определить ориентацию главных осей тензора напряжений и вид тензора, рассчитать нормированный тензор сейсмотектонических деформаций, а также определить нормированные величины эффективного и максимального касательного давлений. Все расчеты производятся в автоматическом режиме в программе STRESSgeol.

Для простоты описания полюсов плоскостей зеркал скольжений в некоторых случаях они будут именоваться просто «взброс», «сброс», «правый сдвиг» и т.д.

Результаты исследования

Все найденные двойные замеры, вынесенные на общую диаграмму показаны на рисунке 2 «Общая». Из общей диаграммы получены диаграммы «А» и «Б»: диаграмма «А» – индикаторы деформаций, про которые есть указание на их относительный древний возраст, диаграмма «Б» – все остальные.

Под № 1 находится зеркало скольжения со взбросовым смещением, рядом № 2 – взброс или сброс. Условно и его можно отнести к взбросам. Под № 3 находится сброс, а севернее – правый сдвиг со сбросовой компонентой. Для такого положения взброса, сброса и правого сдвига ось максимального сжатия ориентирована в направлении (СЗ-ЮВ) (северо-запад – юго-восток), а ось растяжения соответственно северо-восток – юго-запад.

На диаграмме «Б» показаны все остальные индикаторы деформаций: и те, про которые есть информация об их «молодом» возрасте, и просто двойные на одной плоскости.

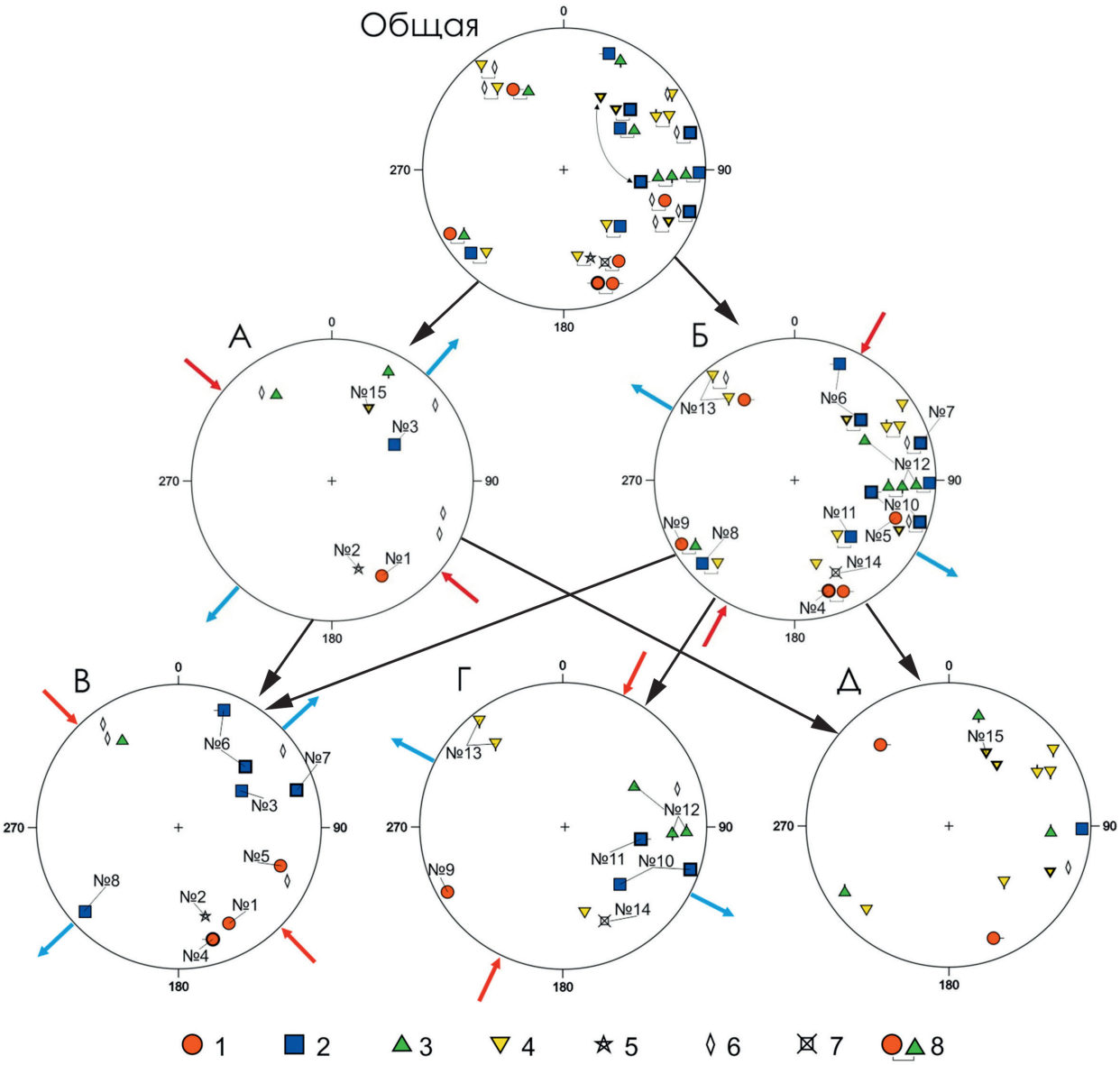


Рис. 2. Круговые диаграммы, показывающие положение полюсов плоскостей геологических индикаторов деформаций в центральной части Кольского полуострова. На диаграмме «А» показаны относительно «древние» индикаторы по виду, по структурному соотношению, на диаграмме. «Б» – «молодые» индикаторы по виду, по структурному соотношению, а также все остальные двойные, про которые нет информации. Диаграмма «В» – «древние», образовавшиеся в поле напряжений северо-западного сжатия. Диаграмма «Г» – «молодые», образовавшиеся в поле напряжений северо-восточного сжатия. Диаграмма «Д» – все остальные. Пояснения в тексте. Стереографическая проекция на верхнюю полусферу.
1-8 – полюса плоскостей дизъюнктивов: 1 – взброс; 2 – сброс; 3 – правый сдвиг; 4 – левый сдвиг; 5 – не определенной кинематики вертикального смещения (сброс-взброс); 6 – не определенной кинематики горизонтального смещения (сдвиг); 7 – отрыв; 8 – два дизъюнктива, расположенные на одной плоскости.

Fig. 2. Circular diagrams showing the position of the poles of the planes of geological indicators of deformations in the central part of the Kola Peninsula. The diagram «A» shows relatively «ancient» indicators by type, by structural ratio, in the diagram «Б» – «young» indicators by type, by structural ratio, as well as all other double indicators, about which there is no information. Diagram «B» – «ancient», formed in the stress field of the north-west compression. Diagram «Г» – «young» formed in the stress field of the north-eastern compression. Diagram «Д» – all the others. Explanations in the text. Stereographic projection on the upper hemisphere.
1-8 – poles of the disjunctive planes: 1 – reverse fault; 2 – normal fault; 3 – right strike-slip fault; 4 – left strike-slip fault; 5 – undefined kinematics of vertical displacement (reverse-normal fault); 6 – undefined kinematics of horizontal displacement (strike-slip fault); 7 – breakaway; 8 – two disjunctives located on the same plane.

При северо-западном сжатии и северо-восточном растяжении могли образоваться взбросы № 4 и № 5, и сбросы № 6, 7 и № 8. На диаграмме «В» показаны все дизъюнктивные нарушения, образованные в поле напряжений северо-западного сжатия.

Рассмотрим диаграмму «Б». Предположим, что ось максимального сжатия ориентирована в северо-восточном направлении (СВ-ЮЗ), а ось максимального растяжения – в северо-западном направлении (СЗ-ЮВ) и выделим следующие структурные парагенезы.

Такой ориентировки максимального сжатия хорошо соответствует взброс № 9, сбросы № 10 и № 11 также хорошо соответствуют юго-восточному и северо-западному растяжению. Правые сдвиги № 12 и левые сдвиги №1 3 тоже отвечают полю напряжения северо-восточного сжатия (рис. 2, диаграмма «Г»).

Отрывная минеральная корочка (№ 14, диаграмма «Б») была замечена на плоскости трещины поверх борозд зеркала скольжения взбросовой кинематики (№ 1, диаграмма «А»). Бесспорно, что эта отрывная структура более молодая и в свою очередь хорошо объясняется растяжением в юго-западном направлении.

Зеркало скольжения сбросового типа № 11 зафиксировано авторами на западном берегу озера Большая Имандра в Кварцитовом карьере. Смещение по нему разделило другое зеркало скольжения (№ 15, диаграмма «А») с определенной кинематикой левый сдвиг на три части (рис. 3). Такое смещение не могло произойти в один акт деформации: сначала было левосдвиговое смещение по единой плоскости, а позже эта плоскость была разделена и дезинтегрирована сбросовыми смещениями. Следовательно этот сброс скорее всего относится к более молодым структурам.

Однако большим вопросом остается тот факт, что данный левый сдвиг нельзя отнести ни к первому ни к второму варианту ориентировки главных осей напряжения. На диаграмме «Д» показаны полюса плоскостей тех зеркал скольжения, которые не могли образоваться ни при северо-западном сжатии, ни при северо-восточном. Это могут быть следы некого древнего поля напряжений, а может быть и ошибка определения.

В результате расчета методом катакластического анализа применительно к этим зеркалам скольжения получено три локальных стресс-состояния. В первом этапе ось максимального сжатия



Рис. 3. Зеркало скольжения с левосдвиговым смещением (желтые стрелки) нарушено трещинами, на плоскости которых наблюдается сбросовая кинематика смещения. Кварцитовый карьер, западный берег оз. Большая Имандра, точка наблюдения 18209 Б.

Fig. 3. The slickenside with left-strike-slip displacements (yellow arrows) is broken by cracks, on the plane of which there is a normal fault. Quartzite quarry, west shore of lake Bol'shay Imandra, observation point 18209 Б.

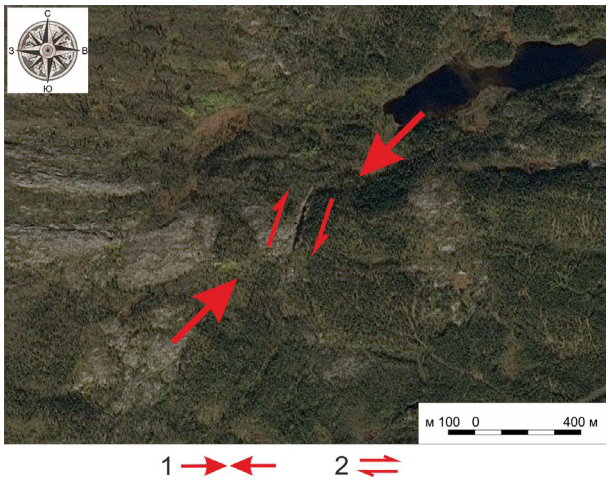


Рис. 4. Сейсморазрыв западнее озера Экоостровская Имандра с правосдвиговой кинематикой. 1 – ориентировка осей максимального сжатия σ_3; 2 – относительное смещение бортов разрыва.

Fig. 4. Seismic fracture west of the lake Ekostrovskaya Imandra with right strike-slip kinematics.
1 – orientation of the axes of maximum compression σ3;
2 – relative displacement of the sides of the fracture.

ориентирована на северо-запад, ось максимального растяжения – на северо-восток. Обе оси имеют небольшой угол погружения. Во втором этапе ось максимального сжатия ориентирована на юго-запад, а ось максимального растяжения – на юго-восток, оси также погружаются относительно полого. В третьем этапе ось максимального сжатия довольно круто погружается на юг, а ось максимального растяжения почти горизонтальна, ориентирована на запад.

В подтверждение относительной молодости структур, образованных при северо-восточном сжатии существует один факт. Западнее озера Экоостровская Имандра около 20 лет назад была обнаружена разломная зона. Эта зона представляет собой сейсморазрывы, образующие эшелонированную систему отдельных сегментов (азимут простирания 10-25 °) протяженностью около 10 км.

Данный разрыв был комплексно изучен в работах (Николаева, 2018) и довольно точно определено время его активизации в поздне- и послеледниковое время. Всего выделено три этапа сильных сейсмических воздействий: 13.5 тыс. лет назад, 10.3 – 7.1 тыс. лет назад и 2.5 тыс. лет назад. Активизация разлома выражалась землетрясениями с магнитудой M = 6.

Также в работах (Николаева, 2018; Бондарь, 2019) различными методами определена кинематика разрыва: правый взбросо-сдвиг.

Правый сдвиг такого простирания может образоваться только в том случае, если оси максимального горизонтального сжатия будут ориентированы в направлении северо-восток – юго-запад (рис. 4).

Выводы

Таким образом, в центральной части Кольского полуострова зафиксированы следы двух региональных полей напряжений – северо-западного сжатия и северо-восточного сжатия. Есть все основания утверждать, что поле напряжений северо-восточного сжатия моложе, относительно поля напряжений северо-западного сжатия, на что указывают ряд тектонических структур и парагенезов малых структурных форм. С чем связано это поле напряжений пока не выяснено, для этого требуются дальнейшие исследования.

Литература

1. Бондарь И.В., Гордеев Н.А., Маринин А.В., Бондарь В.В. Деформационные структуры западного борта впадины оз. Имандра // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы шестой молодежной тектонофизической школы-семинара. Институт физики Земли РАН, Москва. М. Изд-во: ИФЗ РАН. 2019. С. 86–90.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист R-(35), 36. Мурманск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2007. 281 с.
3. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М. Изд-во: ГИН АН СССР. 1987 а. С. 173–235.
4. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. М. Изд-во: ГЕОС. 2017. 225 с.
5. Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В., Родкин М.В. Детальные палеосейсмогеологические исследования в бортовой зоне впадины оз. Имандра (Кольский регион): новые подходы и результаты // Геология и геофизика. 2018. Т. 59 (6). С. 866–880. DOI: 10.15372/GiG20180608.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 69–73

Об устойчивости ставролита при изменении соотношения H_2O: CO_2 во флюиде: термодинамический анализ минеральных парагенезисов

Борисова Е.Б. [1, 2 *], **Балтыбаев Ш.К.** [1, 2], **Бочаров В.Н.** [2]

[1] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург*

[2] *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, jenyaborisova98@gmail.com*

Аннотация. В статье обсуждается решение проблемы несоответствия PT-параметров устойчивости ставролита, получаемых экспериментально и выявляемых эмпирическим путем, известной как «ставролитовая дилемма». Рассмотрено влияние состава водно-углекислотного флюида на положение ставролитовых парагенезисов в PT-пространстве при помощи термодинамического моделирования. Установлено, что при понижении доли H_2O во флюиде положение ставролит-образующих реакций смещается в сторону более низких PT; получены количественные оценки этих смещений. Делается вывод о необходимости учета состава флюида (активности воды) для получения экспериментальных результатов, приближенных к природным данным.

Ключевые слова: ставролит, термодинамическое моделирование, минеральный парагенезис, флюид.

Staurolite stability depending on the H_2O: CO_2 ratio in the fluid: thermodynamic analysis of mineral parageneses

Borisova E.B. [1, 2*], **Baltybaev Sh. K.** [1, 2], **Bocharov V.N.** [2]

[1] *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

[2] *Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia, jenyaborisova98@gmail.com*

Abstract. The article discusses the solution to the problem of the staurolite stability inconsistency obtained experimentally and empirically, known as the «staurolite dilemma». The authors consider the influence of the water-carbon dioxide fluid composition on the position of staurolite parageneses in the PT space using thermodynamic modeling. It was found that with a decrease of H_2O fraction in the fluid, the position of staurolite-forming reactions moves to lower PT; quantitative estimates of these displacements were obtained. It is concluded that it is necessary to take into account the composition of the fluid (water activity) to make experimental results close to natural data.

Key words: staurolite, thermodynamic modeling, mineral paragenesis, fluid.

Введение

Ставролит имеет ограниченное PT-поле устойчивости в среднетемпературной области, что позволяет успешно использовать его при метаморфическом картировании (Barrow, 1893; Кориковский, 1979; Ballèvre et al., 1989; Chopin et al., 2003 и др.). Несмотря на хорошую изученность ставролита и его парагенезисов, одной из не до конца решенных проблем является так называемая «ставролитовая дилемма» (Pigage, Greenwood, 1982). Она заключается в несоответствии PT-полей устойчивости ставролита, получаемых экспериментально и выявляемых эмпирическим путем при изучении реальных минеральных парагенезисов. Это противоречие может объясняться неполным соответствием условий экспериментов природным, при которых кристаллизуются ставролитовые парагенезисы. Эксперименты проводились с использованием чистого водного флюида, хотя в природе состав флюидов более сложный, например H_2O-CO_2+(Na,K)Cl, что отражается на активности воды и, соответственно, устойчивости минералов. В данной статье анализируется влияние состава флюида на устойчивость ставролитовых парагенезисов и обсуждается необходимость учета активности воды в экспериментах.

Экспериментальное определение верхней границы термической устойчивости Fe-ставролита (Durtow, Hodaway, 1989) для системы Fe-St [1] + Qtz = Alm + Sil + H_2O в диапазоне P = 3.25-5 кбар вы-

[1] Сокращения: Alm – альмандин, Amph – амфиболы, And – андалузит, Bt – биотит, Chl – хлорит, Cld – хлоритоид, Crd – кордиерит, Fe-St – железистый ставролит, Fsp – полевой шпат, Grt – гранат, Ilm – ильменит, Kfs – калиевый полевой шпат, Ky – кианит, Ms – мусковит, Opx – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Qtz – кварц, Ru – рутил, Sil – силлиманит, Sp – шпинель, Sph – сфалерин, St – ставролит, Zo – цоизит.

явило границы T = 643-658 °C (3.25 кбар) и T = 673-688 °C (5 кбар). При этом авторы отмечают противоречие между экспериментальными данными и природными наблюдениями: граница устойчивости St в экспериментах должна быть, как минимум, на ~50 °C ниже. Об этой проблеме писали ранее (Pigage, Greenwood, 1982), касаясь термобарометрии и оценки фугитивности воды: экспериментальные данные реакции Fe-St + Qtz не согласуются с Grt-Bt-Ky-Sil равновесием с разницей в более 100 °C.

Нами проведена оценка влияния состава флюида (и активности его компонентов) на устойчивость ставролита. Были использованы St-сланцы из St (St-And) зоны (рис. 1 а) зонально-метаморфизованного комплекса Северного Приладожья, для которых были определены PT-условия и благоприятные составы протолитов для возникновения минеральных парагенезисов со ставролитом (рис. 1 б) (Борисова, Балтыбаев, 2021).

Методика работы

Использовалось компьютерное моделирование фазовых равновесий, основанное на минимизации энергии Гиббса, в программе PERPLEX v. 6.88 и v. 6.90 (Connolly, 1990-2020 г.) с базой термодинамических данных минералов и твердых растворов: Bt, Pl, Amph, Chl, Grt, Sp, Opx, Ms, Cld, St, Crd, Ilm в системе MnNCKFMASH ($MnO-Na_2O-CaO-K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2$) hp02ver (Holland, Powell, 2011).

Для составов St сланцев моделировались псевдосечения в области 400-700 °C, при 1-10 кбар. PT-диаграммы полей устойчивости минералов на рисунке 2. Рамановской спектроскопией (РЦ СПбГУ «Геомодель») флюидных включений из синметаморфических кварцевых жил подтвержден углекислотно-водный состав метаморфического флюида. Наряду с CO_2 (92-94 %) в газово-жидких включениях были обнаружены азот (5-6 %), метан (1-1.4 %). Для модельных построений состав флюида считался углекислотно-водным, при этом мольная доля углекислоты $X(CO_2)$ была принята равной 0.3-0.4 по данным изучения оптически видимых флюидных включений (Балтыбаев и др., 2000).

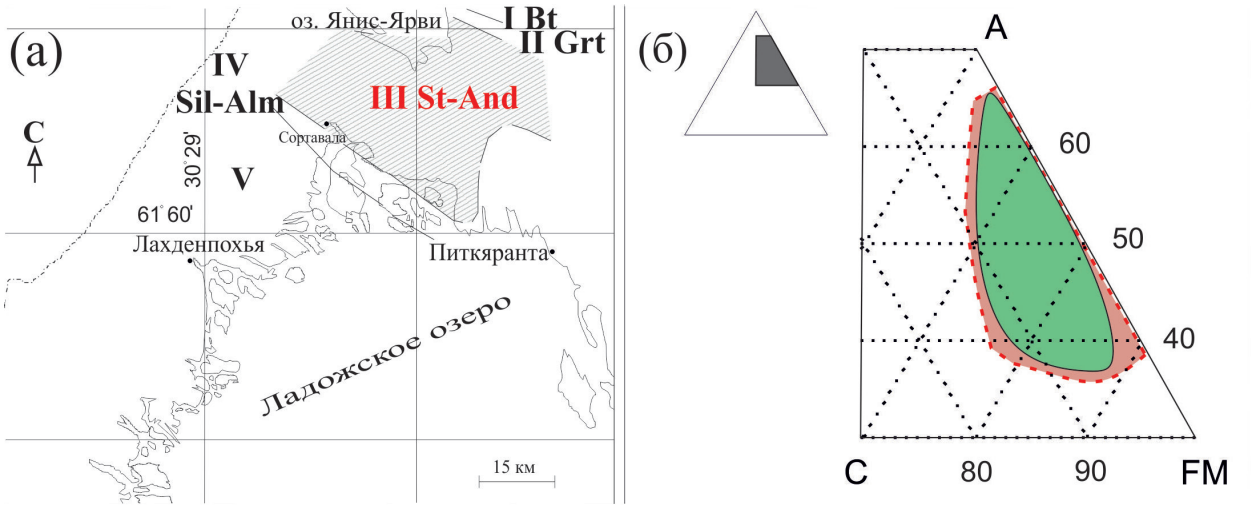


Рис. 1. (а) Схема метаморфической зональности Северного Приладожья (по А.А. Предовскому и др., 1967). Зоны: I – биотитовая, II – гранатовая, III – ставролит-андалузитовая, IV – силлиманит-альмандиновая, V – ультраметаморфизма. (б) Диаграмма CAFM ($CaO–Al_2O_3–(Fe_2O_3t + MgO)$) для St пород. Розовым цветом показано поле составов пород, в которых возможно появление St при достижении необходимых PT-условий; реальные составы St пород Приладожья и других регионов показаны зеленым цветом (Борисова, Балтыбаев, 2021).

Fig. 1. (a) Metamorphic zoning scheme of the Northern Ladoga (after A.A. Predovskiy et al., 1967). Zones: I - biotite, II – garnet, III – staurolite-andalusite, IV – sillimanite-almandine, V – ultrametamorphism. (b) CAFM diagram ($CaO – Al_2O_3– (Fe_2O_3t + MgO)$) for St rocks. The pink field of rock compositions where St may appear when the required PT conditions are achieved; the green is real compositions of St rocks of the Ladoga area and other regions (Borisova, Baltybaev, 2021).

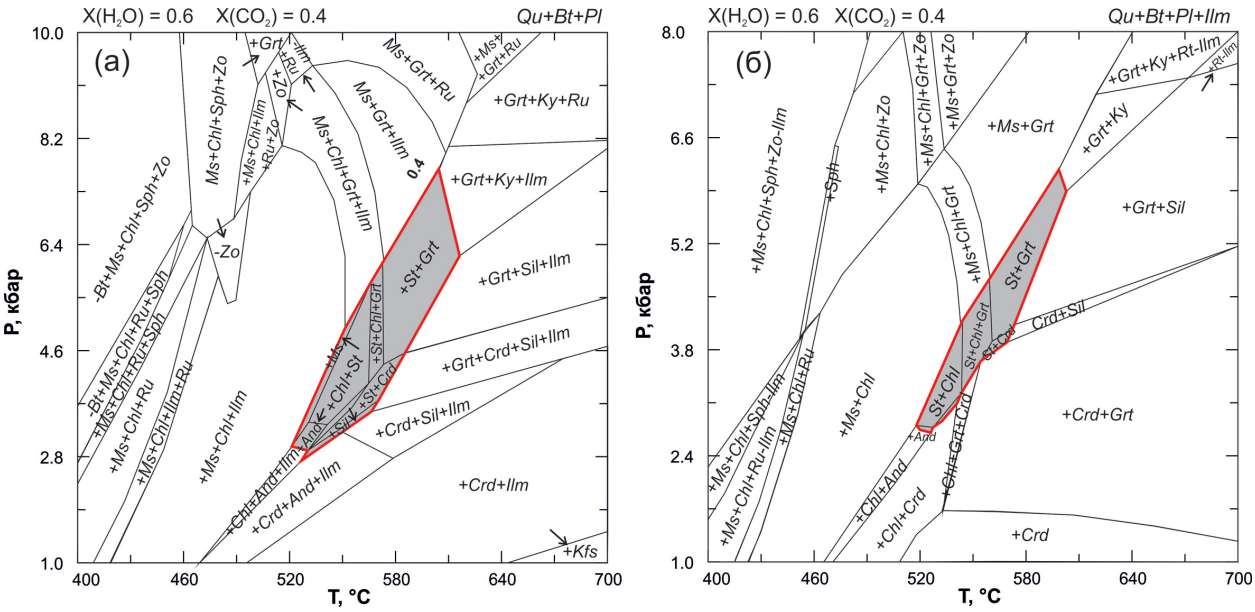


Рис. 2. PT-диаграммы минеральных парагенезисов метапелитов: (а) для обр. Б-19-336: SiO_2 = 56.09, TiO_2 = 1.22, Al_2O3 = 21.20, Fe_2O3t = 8.79, MnO = 0.01, MgO = 3.24, CaO = 1.90, Na_2O = 3.70, K_2O = 2.73, P_2O_5 < 0.09; (б) для обр. Б-2011-239-2: SiO_2 = 61.11, TiO_2 = 0.95, Al_2O3 = 17.22, Fe_2O_3t = 8.21, MnO = 0.04, MgO = 2.72, CaO = 4.35, Na_2O = 1.40, K_2O =2.51, P_2O_5 < 0.06. Серым цветом выделена область ставролита.

Fig. 2. PT diagrams of metapelites mineral parageneses: (a) sample B-19-336: SiO2 = 56.09, TiO2 = 1.22, Al_2O_3 = 21.20, Fe_2O_3t = 8.79, MnO = 0.01, MgO = 3.24, CaO = 1.90, Na_2O = 3.70, K_2O = 2.73, P_2O_5 < 0.09; (b) sample B-2011-239-2: SiO_2 = 61.11, TiO_2 = 0.95, Al_2O_3 = 17.22, Fe_2O_3t = 8.21, MnO = 0.04, MgO = 2.72, CaO = 4.35, Na_2O = 1.40, K_2O = 2.51, P_2O_5 < 0.06. The area of staurolite is highlighted in gray.

Ставролит появляется в области: T = 520-635 °C, P > 2 кбар. При увеличении T и P появляется Qtz + Bt + St + Pl + Ilm + Grt парагенезис, устойчивый в области: T = 550-630 °C, P > 3.5 кбар. В Qtz + Bt + St + Pl + Crd + Chl + Ilm парагенезисе с увеличением P и T сначала исчезает Chl, появляется Grt (при 540–550 °C), а затем исчезает Crd. С ростом P в парагенезисе Qtz + Bt + St + Pl + Ilm + Chl + And сначала исчезает And, появляется Grt, а затем исчезает Chl (рис. 2).

Для оценки влияния состава флюида на поля устойчивости ставролита производились пересчеты при доле H_2O в углекислотно-водном флюиде, равной 0.2–1.0 (рис. 3).

Выявлено, что при повышении доли CO_2 во флюиде положение многих метаморфических реакций, в том числе ставролитобразующих, смещается в сторону более низких температур и давлений. Так, при чисто водном флюиде температурный интервал стабильности ставролита T = 550-650 °C, тогда как при снижении доли H_2O до 0.2 он равен 450-530 °C, что на ~100 °C ниже. При этом для низкокальциевых метапелитов (обр. Б-19-336) с изменением $X(H_2O)$ размер PT-поля устойчивости ставролит-содержащих парагенезисов практически постоянен (рис. 3 а), а для более кальциевых (обр. Б-2011-239-2) при повышении $X(H_2O)$ PT-область устойчивости ставролита сильно сужается (рис. 3 б).

Обсуждение данных о влиянии состава флюида на устойчивость ставролита

Влияние содержания воды в системе на устойчивость ставролита рассмотрено в работе (Garcia-Casco et al., 2003). Путем плавления метапелитов при T = 650-775 °C, P = 6-14 кбар и 10 вес. % H_2O в экспериментах стабильно образовывался ставролит, в то время как при отсутствии воды (T = 700-850 °C, P = 4-10 кбар) он появлялся спорадически. Этот вывод ставит под сомнение предложение, высказанное ранее (Thompson, Connolly, 1995; Spear et al., 1999) о том, что из парагенезиса St + Ms + Qtz в сухих условиях продуцируется расплав (мигматиты).

Высказываются предположения, что устойчивость ставролита зависит от наличия и распределения OH групп в нем (напр., Donnay, Gabrielle, 1983). Прямая корреляция между величи-

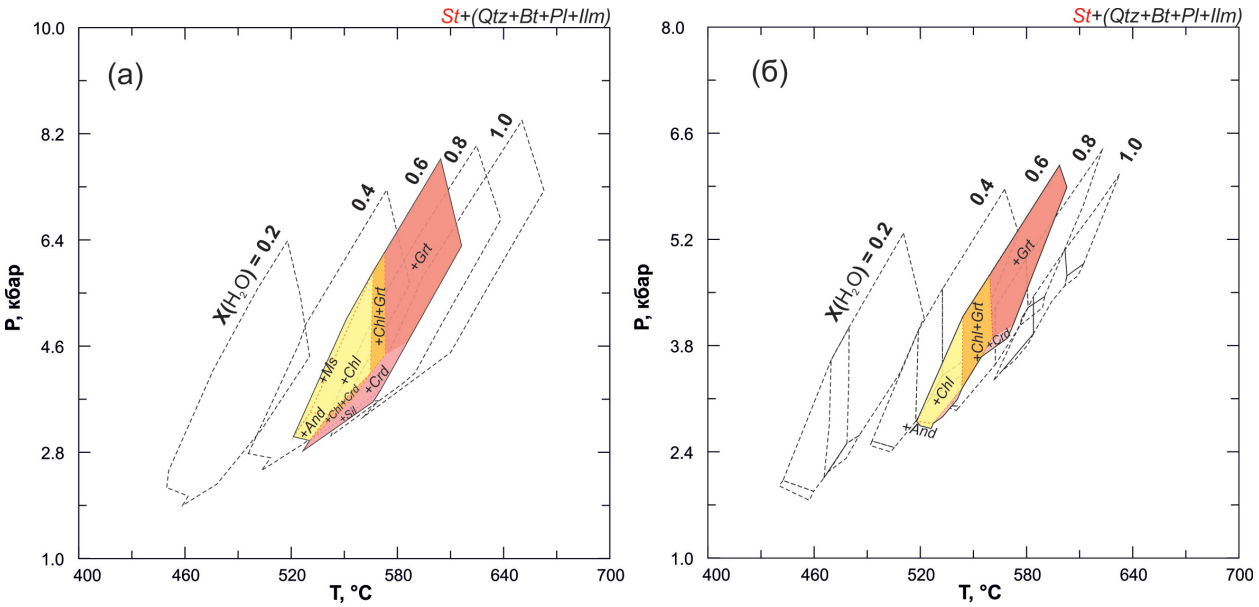


Рис. 3. Изменение положения поля ставролит-содержащих парагенезисов от содержания $X(H_2O)$ в углекислотно-водном флюиде: (а) обр. Б-19-336; (б) обр. Б-2011-239-2. Цветом выделены области, соответствующие природным образцам при доле $H_2O = 0.6$.

Fig. 3. Change in the position of the field of staurolite-containing parageneses on the content of $X(H_2O)$ in the aqueous-carbon dioxide fluid: (a) sample B-19-336; (b) sample B-2011-239-2. The areas corresponding to natural samples with a fraction of $H_2O = 0.6$ are highlighted in color.

ной энтальпии Mg-ставролита и содержанием в нем H выявлена экспериментально (Grevel et al., 2002). Сложная зависимость содержания H от величины давления и температуры выявлена и для Fe-ставролитов (Holdaway, Mukhopadhyay, 1995). Авторы связывают расхождения между экспериментальными и природными данными о PT-топологии реакций со ставролитами ввиду разного содержания H в ставролитах, используемых в экспериментах.

Экспериментальное изучение реакции Chl + Ms = St + Bt + Qtz + H_2O (Hoschek, 1969) выявило нижнюю температуру кривой, указанной выше ставролитообразующей реакции при QFM буфере: 565 ± 15 °C (при 7 кбар) и 540 ± 15 °C (при 4 кбар), верхняя граница температурной устойчивости ставролита при этом определена как 675 ± 15 °C (при 5.5 кбар) и 575 ± 15 °C (при 2 кбар).

Чаще всего предполагают (Richardson, 1968; Pigage, Greenwood, 1982; Durtow, Hodaway, 1989; Fockenberg, 1995, 1998 и др.), что причиной расхождений между природными наблюдениями и экспериментальными данными являются какие-то кристаллохимические особенности ставролитов – лабораторно выращенных и природных. Тем не менее, в экспериментах температурная устойчивость ставролитов всегда оказывается выше по сравнению с наблюдаемыми в природе. Мы предполагаем, что указанные выше расхождения зависят главным образом от того, что состав и, соответственно, активности компонентов флюида, в экспериментах отличны от реальных, природных. Полученные результаты указывают, что даже вариации отношения H_2O:CO_2 во флюиде смещают линии реакций с участием St более чем на 100 °C.

Выводы

Состав флюида сильно влияет на St метаморфические реакции. При повышении доли H_2O во флюидной фазе положение ставролит-образующих реакций смещается в сторону более высоких температур и давлений. В водном флюиде температурный интервал стабильности ставролита T = 550-650 °C, тогда как при понижении мольной доли H_2O до 0.2 он смещается до T = 450-530 °C, что уже на ~100 °C меньше. Наряду с H_2O-CO_2 в рельном флюиде встречаются примеси азота, метана, растворенных солей, которые также должны учитываться как компоненты, снижающие активность воды во флюиде и, соответственно, влияющие на поле устойчивости ставролита.

Работа выполнена за счет финансирования темы НИР ИГГД РАН (FMUW-2019-0013) Минобрнауки России.

Литература

1. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб. Изд-во: СПбГУ. 2000. 198 с.
2. Борисова Е.Б., Балтыбаев Ш.К. Петрохимические критерии появления ставролита в метапелитах при среднетемпературном метаморфизме низких и средних давлений // Петрология. 2021. Т. 29. № 4. С. 1–16.
3. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М. Изд-во: Наука. 1979. 264 с.
4. Предовский А.А., Петров В.П., Беляев О.А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья). Л. Изд-во: Наука. 1967. 139 с.
5. Ballèvre M., Pinardon J.L., Kiénast J.R. Vuichard J.P. Reversal of Fe-Mg partitioning between garnet and Staurolite in eclogite–facies metapelites from the Champtoceaux nappe (Brittany, France) // J. Petrol. 1989. V. 30. P. 1321–1349.
6. Barrow G. On an intrusion of muscovite–biotite gneiss in the southeast Highlands of Scotland and its accompanying metamorphism // Quarterly J. Geol. Soc. London. 1893. V. 19. P. 33–58.
7. Chopin C., Goffe B., Ungaretti L., Oberti R. Magnesio–staurolite and zinco–staurolite: mineral description with a petrogenetic and crystal–chemical update // Eur. J. Mineral. 2003. V. 15. P. 167–176.
8. Connolly J.A. Multivariable phase–diagrams – an algorithm based on generalized thermodynamics // Amer. J. Sci. 1990. V. 290. P. 666–718.
9. Donnay J.D., Gabrielle D. The staurolite story // Mineralogy and Petrology. 1983. V. 31. No. 1. P. 1–15.
10. Dutrow, B.L., Holdaway, M.J. Experimental determination of the upper thermal stability of Fe-staurolite + quartz at medium pressures // Journal of Petrology. 1989. V. 30. P. 229–248.
11. Fockenberg T. Synthesis and chemical variability of Mg-staurolite in the system MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O as a function of water pressure // European Journal of Mineralogy. 1995. V. 7. P. 1373–1380.
12. Fockenberg T. An experimental investigation on the P-T stability of Mg-staurolite in the system MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 130. P. 187–198.
13. Ganguly, J. Staurolite stability and related paragenesis: Theory, experiments and applications // Journal of Petrology. 1972. V. 13. P. 335–365.
14. Garcia-Casco A., Haissen F., Castro A., El-Hmidi H. Synthesis of Staurolite in Melting Experiments of a Natural Metapelite: Consequences for the Phase Relations in Low-Temperature Pelitic Migmatites // Journal of Petrology, 2003. V. 44. No. 10. P. 1727–1757.
15. Grevel K.-D., Navrotsky A., Fockenberg T., Majzlan J. The enthalpy of formation and internally consistent thermodynamic data of Mg-staurolite // American Mineralogist, 2002. V. 87. №. 4. P. 397–404.
16. Holdaway M.J., Mukhopadhyay B. Thermodynamic Properties of Stoichiometric Staurolites H2Fe4Al18Si8O48 and H6Fe2Al18Si8O48 // American Mineralogist. 1995. V. 80. P. 520–533.
17. Holland T.J.B., Powell R. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // J. Metamorph. Geol. 2011. V. 29. P. 333–383.
18. Hoschek G. The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1969. V. 22. № 3. P. 208–232.
19. Pigage L.C, Greenwood H.J. Internally consistent estimates of pressure and temperature, the staurolite problem // Amer. J. Sci. 1982. V. 282. P. 943–969.
20. Richardson S.W. Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H // Journal of Petrology. 1968. V. 9. P. 467–488.
21. Spear F. S., Kohn M. J., Cheney J. T. P–Tpaths fromanatectic pelites // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1999. V. 134. P. 17–32.
22. Thompson A.B., Connolly J.A.D. Melting of the continental crust: some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1995. V. 100. P. 15565–15579.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 74–78

Краевые ледниковые образования в бассейне р. Цага (западная часть Кольского полуострова)

Вашков А.А., Носова О.Ю., Толстобров Д.С.
Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, vashkov@geoksc.apatity.ru

Аннотация. В строении грядового и холмисто-грядового ледникового рельефа в бассейне р. Цага установлены насыпные морены с гляциодислокациями, которые залегают на покровных базальных моренах. Структурные исследования деформаций в толще морен указывают на давление ледника в северо-восточном направлении. Изученный ледниковый рельеф формировался у ледникового края на склонах поднятий доледниковой поверхности. В роли одного из таких поднятий выступал массив Панских Тундр. Насыпные морены с гляциодислокациями относятся к комплексу конечно-моренного рельефа одной из фаз сокращения последнего ледникового покрова.

Ключевые слова: конечно-моренные образования, насыпная морена, базальная морена, гляциодислокации, дегляциация, ледниковый рельеф.

Ice marginal formations in the Tsaga River Basin (the west part of the Kola Peninsula)

Vashkov A., Nosova O., Tolstobrov D.
Geological Institute of the Kola Science Centre of RAS, Apatity, vashkov@geoksc.apatity.ru

Abstract. Waste moraines with glaciodislocations were found in the structure of the ridge and hummocky-ridge glacial relief in the Tsaga River Basin. They lie on the basal moraines. Structural studies of the deformations in the moraine deposits indicate that ice moved to the north-east. The studied glacial relief formed near the ice margin on the slopes of bedrock uplifts. One of the uplifts was the Pana Tundra. The waste moraines with glaciodislocations relate to the complex of ice marginal moraine relief of the recession phase of the last ice cover.

Key words: end moraine formations, waste moraine, basal moraine, glaciodislocations, deglaciation, glacial relief.

В настоящий момент многочисленными исследованиями четвертичных отложений и ледникового рельефа в Кольском регионе установлено два основных участка локализации краевых ледниковых образований (Стрелков и др., 1976; Евзеров, Николаева, 2000; Kolka et al., 2008). К первому относится система субширотных краевых образований вдоль беломорского побережья Кольского полуострова – Терские Кейвы (Hätterstrand et al, 2007). Ко второму принадлежат субмеридиональные краевые образования, простирающиеся вдоль условной линии Териберка – Ревда – Ловозерские Тундры (исключая) – Панские Тундры (исключая) – оз. Вялозеро (Евзеров, Николаева, 2000; Ekman, Ilyin, 1991). Указанные участки краевых ледниковых образований выделены по комплексу методов, доминирующими среди которых были анализ аэрофотоматериалов, космических изображений и топографических карт (Евзеров, 2015; Hätterstrand et al, 2007). Геологическое строение краевых образований было исследовано по немногочисленным ключевым участкам и отдельным разрезам (Евзеров и др, 1993; Kolka et al., 2008). Продолжение работ по исследованию ледниковых структур в пределах участков развития краевых образований открывает новые закономерности развития и деградации последнего оледенения в регионе, а также уточняет поисковые критерии минерально-строительного сырья в регионе.

В исследовании применялся комплекс геолого-геоморфологических методов. Изучались структурно-текстурные особенности ледниковых и водно-ледниковых отложений. Гранулометрический анализ проводился с помощью набора стандартных сит диаметром 1–10 мм. Цвет отложений определялся при помощи колориметрической системы *Munsell Soil Color Charts*. Детальное исследование текстуры ледниковых отложений производилось с помощью массовых замеров плоскост-

ных (плоскости сланцеватости, слоистости) и линейных (длинные оси галек и валунов) элементов (Аболтиньш, 1989). Результаты были обработаны при помощи программы OpenStereo 0.1.2, структурные диаграммы строились на нижней полусфере равноплощадной сетки Шмидта. Исследование ледниковых форм рельефа заключалось в определении их морфологических характеристик: длины, высоты, крутизны склонов, ширины и ориентировки гребней гряд. Корреляция краевых образований проводилась с помощью анализа морфометрических показателей рельефа с использованием цифровой модели рельефа ArcticDEM разрешением 2 м.

Новый фактический материал был получен в ходе полевых работ в 2019–2020 гг. Был исследован грядовый рельеф в среднем и верхнем течении р. Цага (рис. 1). Гряды расположены на абсолютных отметках 175–205 м над уровнем моря (н.у.м.). Они находятся на склонах массива Панские Тундры и на прилегающей с северо-запада равнине. По одному из мнений, данный рельеф относится к напорным конечно-моренным грядам внешней полосы маргинального пояса II, который формировался в беллинге и среднем дриасе (Евзеров, Николаева, 2000). По другому мнению, данная территория относится к холмистому моренному рельефу предположительно лужской фазы сокращения последнего ледникового покрова (Ekman, Ilyin, 1991). На Государственной геологической карте на исследуемой территории представлены краевые образования сразу двух фаз: лужской и невской, которые сближаются на расстояние 2–5 км у западного склона Панских Тундр (Государственная геологическая карта…2012).

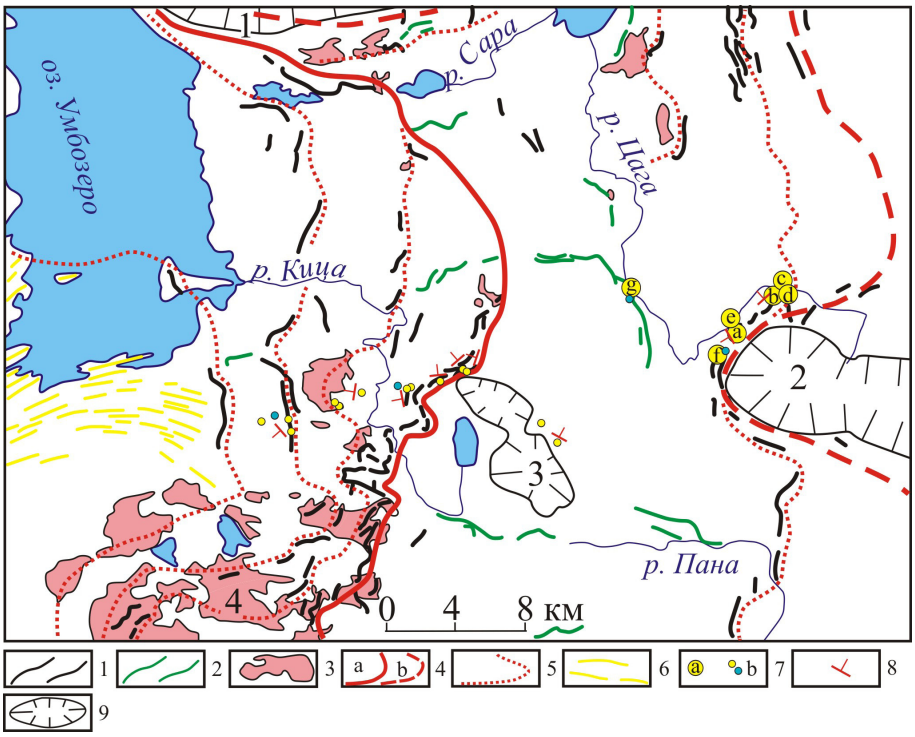


Рис. 1. Схема краевых ледниковых образований в бассейнах рек Кица и Цага: 1 – моренные гряды; 2 – озы; 3 – моренный грядово-кольцевой рельеф; 4 – полосы краевых образований ранга фазы сокращения ледникового покрова; 5 – то же, ранга осцилляции; 6 – друмлины (друмлиноиды); 7 – пункты исследования ледниковых осадков (a) и озерных осадков (b); 8 – направления давления льда по результатам исследования гляциоструктур; 9 – коренные массивы (цифры на карте: 1 – Ловозерские Тундры, 2 – Панские Тундры, 3 – Фёдорова Тундра и г. Инчьявр, 4 – Мунозерская островная возвышенность).

Fig. 1. Scheme of the ice marginal formations in the Kitsa and Tsaga Rivers Basins: 1 – moraine ridges; 2 – eskers; 3 – veiki (ring-ridge) moraine relief; 4 – belts of the ice marginal formations of recession phase of ice cover; 5 – the same, of oscillation phase; 6 – drumlins (drumlinoids); 7 – places of studying of glacial deposits (a) and lacustrine sediments (b); 8 – directions of ice movement based on the results of investigation of the glaciostructures; 9 – bedrock massifs (numerals on the map: 1 – Lovozero Tundra, 2 – Pana Tundra, 3 – Fyodorova Tundra and Inchyavr Mountain, 4 – Munozero Insular Upland).

В ходе полевых работ было изучено строение одной из гряд на северо-западном склоне г. Каменик (Панские Тундры). Гряда овальная в плане, длиной 0.3 км, шириной до 0.14 км и абсолютной отметкой вершины до 196.7 м н.у.м. Склоны гряды ассиметричные, северо-западный склон выше и круче, чем юго-восточный. В шурфе (N 67°32’44’’, E 35°15’49’’, пункт а на рис. 1) размерами 4.8×1.3 м и глубиной до 2.3 м вскрываются формообразующие отложения, разделенные на 3 блока (рис. 2, А, Б, В):

Блок А: переслаивание песка тонкозернистого (т.з.), однородного, уплотненного, оливково-серого цвета с песками мелкозернистыми (м.з.) серо-коричневыми и песками разнозернистыми (р.з.), преимущественно среднезернистыми (с.з.), с редким гравием, светло-оливково-коричневого цвета. Первичная слоистость отложений в целом имеет выдержанное падение по азимуту 75° под углом 30°. Мощность осадков в блоке – свыше 2.3 м.

Блок Б: песок м.з., однородный, сортированный, слоистый. Слоистость выражена за счет изменения цвета песка от светло-оливково-серого до серого. Толщина прослоев разной окраски – до 1.5 см. Слоистость в целом субпараллельная, имеет уклон по азимуту 102° под углом 29°. Мощность песков видимая – до 1 м.

Блок В: переслаивание двух разностей песков. Первая: пески с.з., однородные, уплотненные, с примесью песка крупнозернистого (к.з.) с зернами гравия, светло-оливково-коричневого цвета,

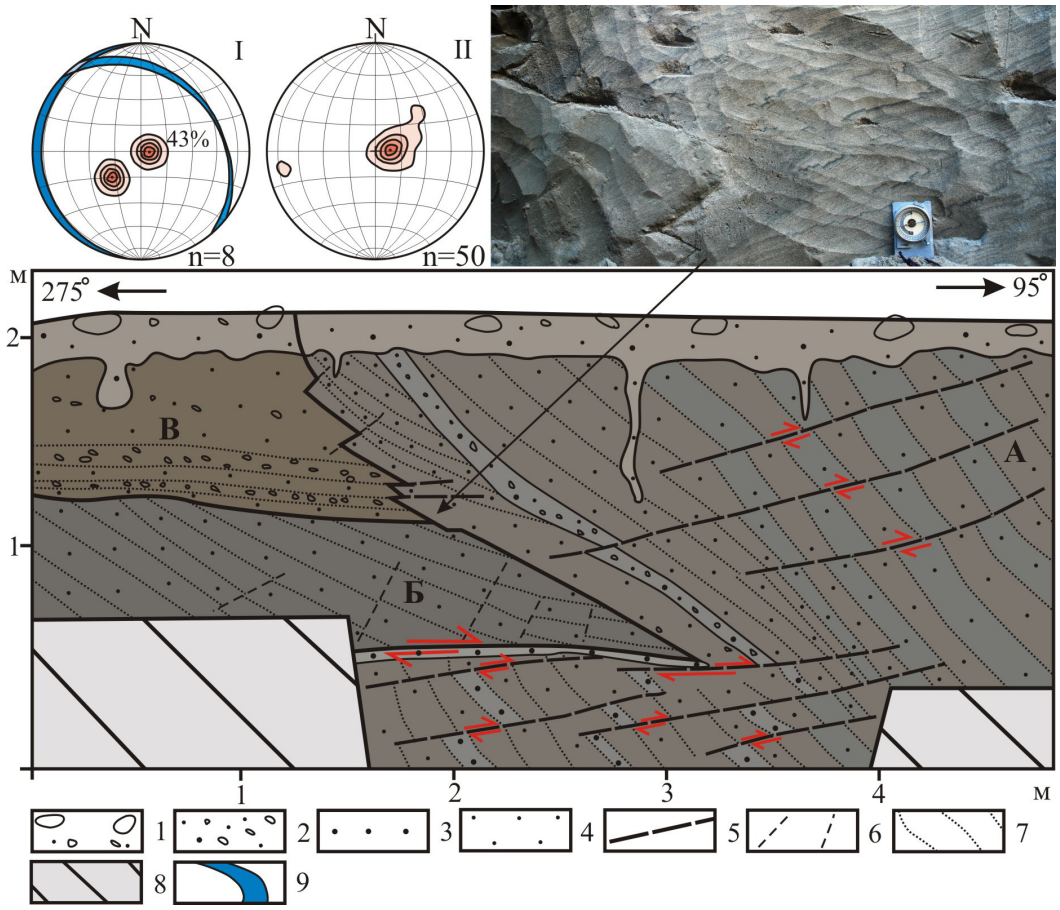


Рис. 2. Строение гряды у северо-западного склона г. Каменик (Панские Тундры): 1 – песок р.з., с гравием, галькой; 2 – песок р.з. с гравием; 3 – песок к.з. и с.з.; 4 – песок м.з.; 5 – субгоризонтальные зоны смещений первичной слоистости; 6 – то же, субвертикальные; 7 – направление падения слоистости; 8 – осыпь; 9 – проекции плоскостей смещений на нижней полусфере диаграмм.

Fig. 2. Structure of the ridge near the north-west slope of the Kamenik Mountain (the Pana Tundra): 1 – vari-grained sand with gravel and pebbles; 2 – vari-grained sand with gravel; 3 – coarse- and medium-grained sand; 4 – fine-grained sand; 5 – subhorizontal zones of displacement of primary bedding; 6 – the same, subvertical; 7 – direction of dip of the bedding; 8 – talus; 9 – projections of displacement surfaces on the lower hemisphere of the diagrams.

слоистые. Слоистость субпараллельная, волнистая. Вторая разность: пески р.з., преимущественно с.з., с примесью песка к.з., гравием и редкой галькой, светло-оливково-коричневые, слоистые. Слоистость субпараллельная, косая, падает преимущественно по азимуту 198° под углом 14°. Общая видимая мощность осадков блока В – до 0.85 м.

Все отложения в шурфе дислоцированы разрывными нарушениями в виде пологих надвигов (разделяющих выделенные блоки осадков) с амплитудой смещения свыше 2.5 м, а также сколами, нарушающими первичную слоистость отложений. Сколы имеют амплитуду смещения от 1–2 см до 10 см. Падение полюсов плоскости сместителей этих нарушений установлено в двух направлениях для плоскостей надвигов – по азимутам 45 ° и 260 °. Для небольших сколов преобладает направление падения по азимуту 265 ° (рис. 2, I, II).

В шурфе глубиной 2.1 м в 0.17 км к северо-востоку от описанного выше шурфа установлено подобное строение формообразующих осадков. В нижней части шурфа в строении также установлены алевриты однородные, уплотненные, зеленовато-серые, слоистые, с тонкими прослоями песков т.з. Мощность алевритов вскрытая – более 0.5 м. Выше по разрезу алевриты перекрыты песками т.з. и м.з., серого и оливково-серого цвета, слоистыми, с прослоями суглинков толщиной до 4 см. Контакт алевритов и песков падает по азимутам 188–202 ° и под углами 22–29 °.

Грядово-холмистый рельеф надстраивает поверхность равнины с абсолютными отметками 185–195 м, которая примыкает к склонам массива Панских Тундр. Её строение установлено в разрезе длиной 8 м и глубиной 2 м на борту долины ручья, левого притока р. Цага (N 67°33’21’’, E 35°19’12’’, пункт b на рис. 1). Здесь под толщей песков оливково-коричневого цвета, т.з. и м.з. с примесью песков к.з. с гравием, мощностью до 0.5 м вскрываются пески р.з., преимущественно с.з., с гравием, галькой и валунами. Пески темно-серо-коричневого цвета, содержат примеси алеврита и глинистых частиц, несортированные, с отчетливой сланцеватой текстурой. В песках встречаются линзы серпообразной, извилистой формы, представленные песком м.з., светло-оливково-коричневым, слоистым. Слоистость выражена за счет прослоев песка р.з. с гравием. Толщина линз – до 0.2 м. Падение полюсов сланцеватости установлено в среднем по азимуту 310 ° и под углами 7–14 °.

Поверхность равнины осложняется грядами относительной высотой 5–16 м. Строение гряд разнородно. В шурфе на вершине гряды (рис. 1, пункт c) высотой 8–15 м вскрываются пески р.з., оливково-коричневого цвета, глинистые, с гравием, галькой, валунами и линзами песка м.з., однородного. Кровля и подошва разных линз имеет падение преимущественно по азимуту 235 °, под углами 26–56 °. В строении соседней формы на противоположном борту долины р. Цага (рис. 1, d) в строении холмистого массива высотой до 12 м вскрываются пески р.з., преимущественно м.з., с примесью гравия, гальки и валунов, светло-желто-коричневого цвета. В отдельных прослоях отмечаются супеси желто-коричневые, плотные, однородные, толщиной до 3 см, а также пески м.з., глинистые, толщиной до 10 см. Падение слоистости отмечается в среднем по азимуту 90 °, под углами 3–5 °. В строении гряды, простирающейся параллельно ложбине с долиной р. Цага (рис. 1, e), вскрыты песчано-гравийно-галечные смеси с валунами, слоистые, плохо сортированные. Слоистость выражена за счет материала различной крупности. Падение границ слоев установлено по азимуту 210°, под углами 10–28°. В шурфе на поверхности гряды на западном берегу котловины оз. Вувъявр (рис. 1, f) вскрываются супеси светло-оливково-коричневого цвета, слоистые за счет прослоев песка т.з. и м.з., глинистого, оливкового цвета. Падение контактов слоистости установлено по азимуту 217° под углами 4–6°. В строении грядового рельефа в районе озера Нижний Цагъявр (рис. 1, g) установлены пески т.з. и м.з., однородные, с прослоями алевритов, с волнистой слоистостью и многочисленными сколами, ориентировка которых совпадает с простиранием склонов гряд.

Интерпретация геологических и геоморфологических данных свидетельствует о формировании аккумулятивного рельефа района работ в несколько этапов, отражающих разные обстановки ледникового морфогенеза. Осадки, вскрытые в строении равнины, относятся нами к базальной морене. Эти отложения формировались в подледных условиях равномерного течения льда и отслоения его пластин, перенасыщенных дебрисом (Лаврушин, 1976). Такие условия отражают переход ледника из зоны талого к мерзлому ледниковому ложу (Каплянская, Тарногардский, 1993).

В районе работ такие условия могли возникать при положении краевой зоны ледника на расстоянии 10–15 км восточнее в одну из фаз деградации последнего оледенения. Мощность ледника была небольшой, массив Панских Тундр не перекрывался покровным ледником. Этот массив не выступал в роли ядра аккумуляции гляциодислокаций большого масштаба вследствие относительно малой мощности ледника и его невысокой активности. Склоны массива являлись участком аккумуляции насыпных морен и маргинальных флювиогляциальных форм. Повторная подвижка ледника в одну из его фаз активации привела к деформации насыпных морен и флювиогляциальных осадков (рис. 2). Эта фаза сокращения ледникового покрова сопровождалась несколькими осцилляциями. Краткосрочным подвижкам ледника может соответствовать грядово-холмистый рельеф, исследованный в пунктах c и d (рис. 1). На заключительном этапе формирования ледникового рельефа фронтальная дегляциация сменилась на ареальную, что привело к омертвлению крупной полосы льда в бассейне современной р. Цага. Этот этап сопровождался аккумуляцией подледниковых озов (пункт g, рис. 1), надледниковых флювиогляциальных и лимногляциальных аккумуляций (валообразные гряды, пункты e и f на рис. 1) в условиях узких проталин вдоль отмершей краевой зоны ледника.

Таким образом, ледниковый рельеф района работ отражает положение одной из фаз деградации последнего оледенения в районе локальной ледораздельной зоны, в роли которой выступал массив Панских Тундр. Установлено, что дегляциация в этой части Кольского региона происходила поэтапно, этапы фронтального сокращения ледникового покрова сменялись ареальной дегляциацией. Продолжение данных работ с получением результатов абсолютного датирования насыпных морен и отложений, связанных с таянием мертвого льда, позволит установить возрастной ранг фазы сокращения ледникового покрова.

Благодарности

Авторы благодарят Н.В. Дёмину, Ю.С. Самсонову и А.В. Пуцкова за помощь в проведении полевых работ, а также О.П. Корсакову за обсуждение материала.

Работа выполнена по теме НИР 0226–2019–0054 лаборатории № 43 Геологического института КНЦ РАН.

Литература

1. Аболтиньш О.П. Гляциоструктура и ледниковый морфогенез. Рига. Изд-во: Зинатне. 1989. 284 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q–(35), 36. Апатиты. Объяснительная записка (гл. ред. Ю.Б. Богданов). СПб. Изд-во: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2012. 456 с.
3. Евзеров В.Я. Горбунов Е.О., Колька В.В. Краевые ледниковые образования позднего дриаса в северной и центральной частях Кольского полуострова // Четвертичные отложения и новейшая тектоника ледниковый областей Восточной Европы. Апатиты. 1993. С. 26–38.
4. Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Пояса краевых образований Кольского региона// Геоморфология. 2000. № 1. С. 61–73.
5. 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.
6. Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М. Изд-во: Наука. 1976. 237 с.
7. Стрелков С.А., Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И.,Рубинраут Г.С., Афанасьев А.П., Лебедева Р.М., Каган Л.Я. История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита Л. Изд-во: Наука. 1976. 164 с.
8. Ekman I., Iljin V. Deglaciations, the Younger Dryas End Moraines and their Correlation in Karelian A.S.S.R. and adjacent Areas // Eastern Fennoscandian Younger Dryas End Moraines. Field Conferencion, 1991. P. 73–101.
9. Hättestrand C., Kolka V., Stroeven A. The Keiva marginal zone on the Kola Peninsula, northwest Russia: A Key Component for reconstructing the palaeoglaciology of the northeastern Fennoscandian ice sheet // Boreas. 2007. V. 36. № 4. P. 352–370.
10. Kolka V., Korsakova O., Nikolaeva S., Yevzerov V. The Late Pleistocene interglacial, late glacial landforms and Holocene neotectonics of the Kola Peninsula // ICG excursion, № 34., August 14–23. 2008. 72 p.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 79–83

PT-параметры многостадийной эволюции пород Мейерского надвига в юго-восточном окончании Раахе-Ладожской зоны (Северное Приладожье)

Вивдич Э.С. [1], **Балтыбаев Ш.К.** [2, 3], **Галанкина О.Л.** [3]

[1, 2] *Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, emily.vivdich@yandex.ru; shauket@mail.ru*

[3] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург*

Аннотация. Результаты геотермобарометрии выявляют полистадийность формирования пород Мейерской надвиговой зоны в Северном Приладожье, по которой сочленяются комплексы палеопротерозойского Свекофеннского пояса и окраины архейского Карельского кратона. PT-тренд эволюции пород аллохтонного и автохтонного блоков вблизи шовной зоны характеризуется компрессионным трендом на начальной стадии развития надвига, который сменяется трендом спада давления, сопряженно с температурой. Давления, достигающие 8 кбар и выше, возникали, вероятно, за счет дополнительной тектонической нагрузки в условиях тангенциального сжатия при надвигании пород аллохтонного блока на автохтонный.

Ключевые слова: PT-тренд, геотермобарометрия, надвиг, гранаты, парагенезисы, стадийность.

PT-parameters of polystage evolution of the rocks of the Maeyeri thrust zone in the southeastern end of the Raahe-Ladoga zone (Northern Ladoga)

Vivdich E.S. [1], **Baltybaev S.K.** [2, 3], **Galankina O.L.** [3]

[1] *Saint-Petersburg Mining University, St.-Petersburg, emily.vivdich@yandex.ru; shauket@mail.ru*

[3] *Institute of Precambrian geology and geochronology RAS, St.-Petersburg*

Annotation. The results of geothermobarometry are revealed the polystage formation of the rocks of the Meyeri thrust zone in the Northern Ladoga area, along which the complexes of the Paleoprotorozoic Svecofennian belt and of the Archean Karelian craton are joined. The PT-path of the evolution of the rocks near the suture zone is characterized by a compression pattern at the initial stage, which is then replaced by the trend of the pressure decreasing together with the temperature. Pressures reaching 8 kbar and above occurred probably due to an additional tectonic load under conditions of the tangent compression events during overthrusting of the rocks of the allochthone block onto the autochthonic ones.

Key words: PT-path, geothermobarometry, thrust, garnet, paragenesiss, stages.

Введение

На территории Северного Приладожья сочленяются толщи палеопротерозойского Свекофеннского подвижного пояса (СПП) и архейского Карельского кратона (КК). Область сочленения представляет систему надвигов – Мейерскую надвиговую зону (МНЗ) (Балтыбаев и др., 1996; 2000). Геотермобарометрия гранат-биотитовых (Grt-Bt) и гранат-двуслюдяных (Grt-Bt-Ms) гнейсов из МНЗ позволила определить стадийность в развитии пород и, соответственно, надвига. Выявлен более низкобарический режим образования мусковитовых парагенезисов (1-2 кбар) по сравнению с безмусковитовыми – биотитовыми парагенезисами (2-5 кбар) для интервала температур от ~500 до ~650 °С. Эти оценки были получены исключительно по метапелитовым минеральным парагенезисам. В данной работе предлагаются результаты термобарометрического изучения гнейсов МНЗ, содержащих, в частности, высококальциевые (амфиболовые) минеральные парагенезисы. Используются также новые образцы, содержащие Grt-Bt парагенезисы, для б*о*льшего охвата площади развития МНЗ.

Краткая характеристика МНЗ

Мейерская надвиговая зона прослежена в субширотном направлении на ~40 км при ширине ~20 км и мощности 6-8 км (рис. 1). Структурной особенностью МНЗ является пологое залегание

метаморфической полосчатости, сланцеватости и линейности. Морфология и структурные элементы тел позволяют определить систему пологих нарушений, по которым сильно метаморфизованные и мигматизированные породы СПП надвинуты на относительно слабометаморфизованные AR-PR породы окраины КК. Плоскость сместителя МНЗ в современных координатах имеет субширотное простирание и пологое (20-30 º) падение на юг. Ориентировка линейности отражает субмеридиональное растяжение пород во время тектонического движения.

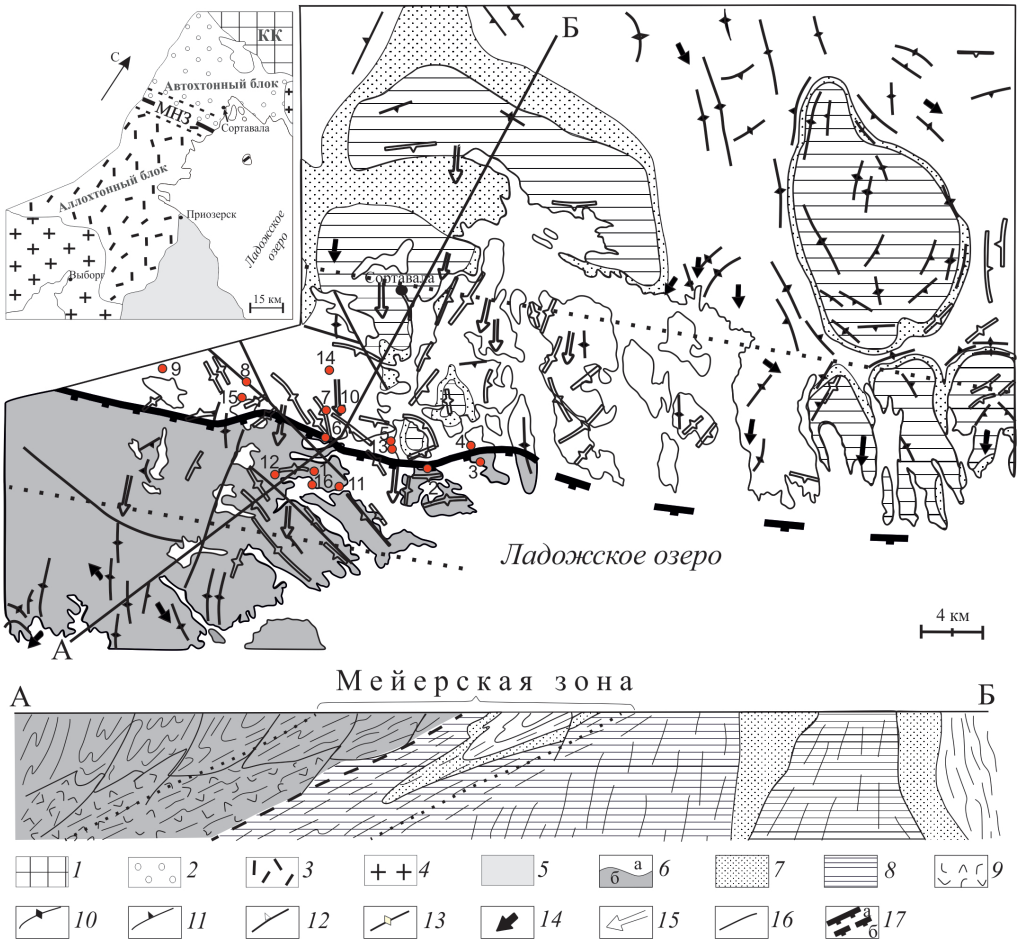


Рис. 1. Схема строения пород Северного Приладожья и разрез через МНЗ (Балтыбаев, Вивдич, 2021). 1 – архейский фундамент; 2, 3 – палеопротерозойские сланцы и гнейсы; 4 – рапакиви; 5 –рифейские породы; 6 – ладожская серия: метаалевролиты, метапесчаники, их метаморфизованные аналоги (гнейсы) и гранитоиды: а – породы Северного домена, б – Южного; 7 – сортавальская серия: амфиболиты; 8 – AR гранито-гнейсы; 9 – основные и ультраосновные породы; 10-13 – ориентировка сланцеватости: 10 – (70-90 º), 11 – (50-70 º), 12 – (30-50 º), 13 – (0-30 º); 14-15 – ориентировка линейности: 14 – крутой (свыше 40 º), 15 – пологой (до 40 º); 16 – разломы; 17 – положение сместителя МНЗ: а – установленное, б – предполагаемое. Границы МНЗ показаны точечными линиями. Местоположения образцов: 1 – 2465v; 2 – 5785; 3 –5445; 4 – 5442a; 5 – 5267a; 6 – 996-1; 7 – 994-1; 8 – 2465b; 9 – 4098b; 10 – Б-20-425; 11 – Б-20-436; 12 – Б-20-450 (Б-20-450-1); 13 – Б-20-455-2; 14 – Б-20-458; 15 – Б-20-461; 16 – Б-20-466.

Fig. 1. Structural map of the Northern Ladoga and a section of the Meyeri thrust zone (Baltybaev, Vivdich, 2021). 1 – Archaean basement; 2, 3 – Paleoproterozoic schists and gneisses; 4 – rapakivi; 5 – Riphean rocks; 6 – Ladoga group: metaaleurolites, metasandstones, and metamorphosed analogs (gneisses) and granitoids: a – rocks of the Northern domain, b – Southern domain; 7 – Sortavala group: amphibolites; 8 – Archean granite-gneisses; 9 – basic and ultrabasic rocks; 10-13 – orientation of the schistosity: 10 – (70-90 º), 11 – (50-70 º), 12 – (30-50 º), 13 – (0-30 º); 14-15 – orientation of the linearity: 14 – steep (over 40 °), 15 – slanting (up to 40 °); 16 – faults; 17 – a suture of the MTZ: a – fixed, b – expected. Dotted lines are the boundaries of the MTZ. The samples: 1 – 2465v; 2 – 5785; 3 – 5445; 4 – 5442a; 5 – 5267a; 6 – 996-1; 7 – 994-1; 8 – 2465b; 9 – 4098b; 10 – Б-20-425; 11 – Б-20-436; 12 – Б-20-450 (Б-20-450-1); 13 – Б-20-455-2; 14 – Б-20-458; 15 – Б-20-461; 16 – Б-20-466.

Для геотермобарометрии выбирались различные по составу метаморфические и метаинтрузивные породы с предпочтением Grt-содержащих как более пригодных для PT-метрии. Из более 300 образцов для термобарометрии отобрано 16 (рис. 1.)

Характеристика пород и термобарометрических инструментов

В аллохтонном (южная часть) и автохтонном (северная часть) блоках МНЗ широко распространены гнейсы с Grt-Bt и Grt-Bt-Ms парагенезисами. С ними встречаются кварц и плагиоклаз, иногда калиевый полевой шпат, кордиерит, силлиманит, амфиболы, хлорит и ряд других минералов. В аллохтонном блоке практически все породы превращены в полосчатые, сетчатые мигматиты с разным соотношением фельзических и мафических минералов. В автохтонном – мигматизация слабая.

В соответствии с минеральными парагенезисами подбирались петрологические инструменты для термо- и барометрии. Наличие граната, биотита, мусковита, плагиоклаза и кварца позволило использовать взаимосогласованные геотеромобарометры: гранат-биотитовый (Gt-Bt термометр; Holdaway, 2000), гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевый (GBPQ барометр; Wu et al., 2004) и гранат-биотит-мусковит-плагиоклазовый (GBMP барометр; Wu, 2014). Минеральные парагенезисы в породах повышенной известковистости, отличаются от вышеописанных. В частности, гранат-амфибол-биотит-плагиоклазовый гнейс (образец Б-20-450) содержит биотит, гранат, роговую обманку, плагиоклаз, кварц, ильменит, апатит. Гранат в нем гроссуляр-альмандиновый: гроссуляра до 19 % против 2-5 % в других породах. Биотит титанистый и, по сравнению с другими биотитами, низкоглиноземистый. Также характерен более основной плагиоклаз (от 46 до 56 % An), в других породах – не выше 30-40 % An. Наличие роговой обманки, плагиоклаза, граната позволяет применить гранат-амфиболовый термометр (Holland, Blundy, 1994).

Диапазоны составов всех минералов изученных пород не выходят за пределы составов, для которых производилась калибровка вышеуказанных термобарометров.

Сравнительные результаты минеральной геотермобарометрии приведены на рис. 2. В породе повышенной известковистости выявляются более высокие температуры и однозначно более высокие давления минералообразования. Давления 8 кбар и выше не характерны для окружающих пород, для которых они не превышают 5-6 кбар. Парагенезисы поздней стадии (Grt-Bt-Ms) выявляют спад давления от 5-6 кбар до 1-3 кбар при одновременном снижении температуры. Эти результаты согласуются с петрографическими наблюдениями, показывающими мусковит как наложенный минерал, формирующийся после биотита.

Кроме биминеральных термобарометров были рассчитаны мультиравновесные диаграммы на базе компьютерной программы TWEEQU (Berman, 1991). Некоторые результаты вычислений представлены на рис. 2 (б, г). Удовлетворительные пересечения не менее 3 независимых реакций могут быть указанием на достижение равновесия между минералами (и, соответственно, на применимость термобарометров, основанных на химических составах минералов).

В целом отмечается хорошая сходимость результатов при оценке PT-параметров образования пород с использованием двух вышеуказанных методик термобарометрии пород.

Выводы

Новые данные позволяют выделить раннюю – более высокотемпературную и высокобарическую – стадию развития пород рассматриваемой тектонической структуры. Совокупно, в развитии пород МНЗ отчетливо выделяются 3 стадии: 1) повышенных давлений и температур, 2) умеренных давлений и температур, 3) низкобарическая и наиболее низкотемпературная. Эти стадии эволюции пород МНЗ находят выражение в смене составов минералов и/или появлении новых их парагенезисов.

Давление ≥ 8 кбар превышает величину давления в окружающих породах и, скорее всего, возникло за счет дополнительной тектонической нагрузки в условиях тангенциального сжатия на ранней стадии надвигании пород СПП на породы окраины КК.

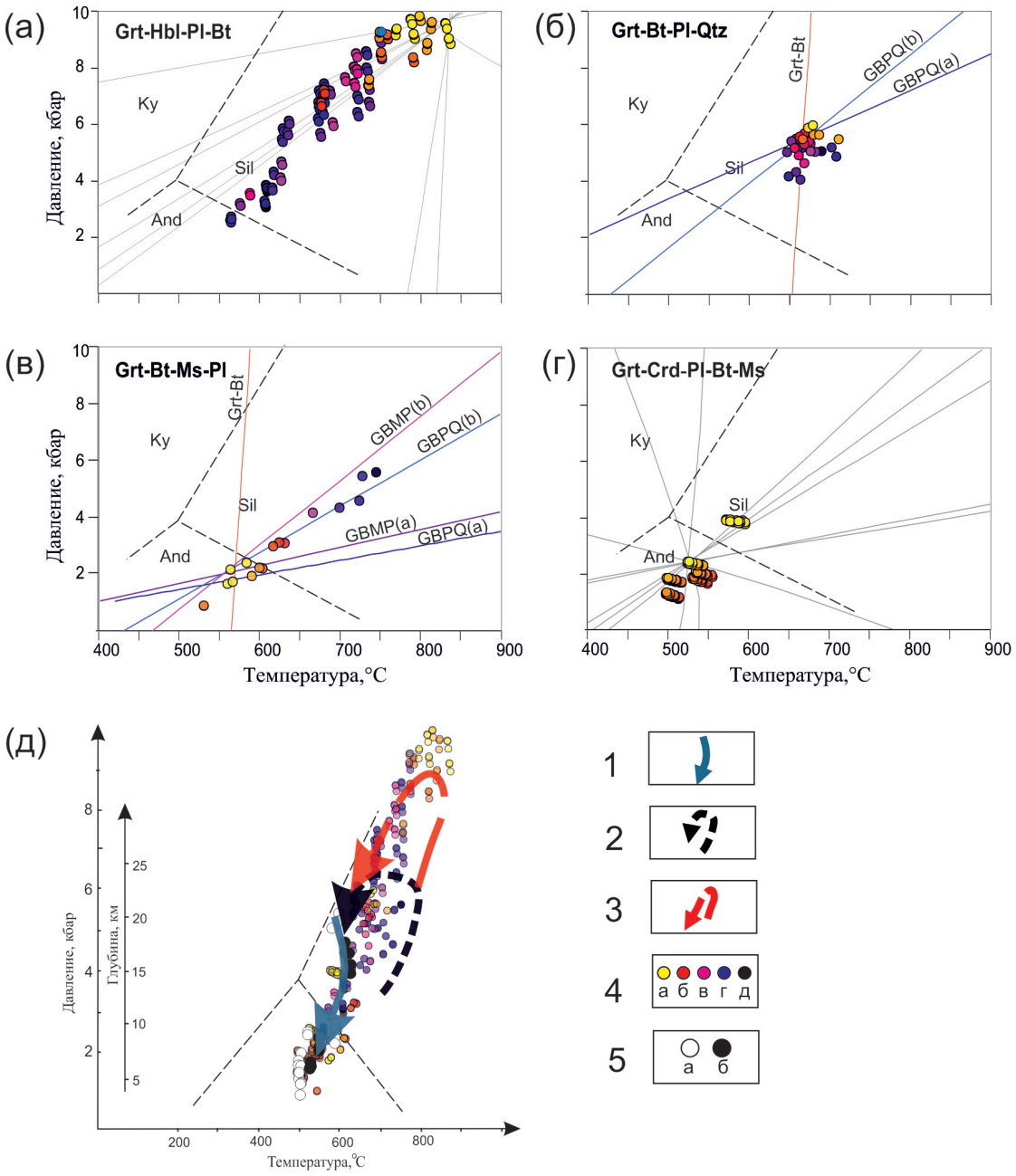


Рис. 2. PT-оценки формирования пород МНЗ. (а) – гранат-амфибол-плагиоклаз-биотитовые парагенезисы; (б) – безмусковитовые (гранат-биотитовые); (в) – мусковитовые (гранат-двуслюдяные); (г) – гранат-кордиерит-биотит-плагиоклаз-мусковитовые; (д) – тренды развития пород МНЗ. 1 – тренд поздней стадии, 2 – в породах аллохтона на удалении от МНЗ, 3 – непосредственно в зоне стыка автохтона и аллохтона; 4 – точки пересечения линий минеральных реакций с различной степенью отклонения от равновесия: от наименьшего (а) до наибольшего (д); 5 – PT-параметры пород автохтона (а) и аллохтона (б) на поздней стадии развития МНЗ.

Fig. 2. Estimated PT-parameters of the rocks of the MTZ. (a) – garnet-amphibole-plagioclase-biotite paragenesis; (b) – mouscovite-free (Grt-Bt); (c) – muscovite (Grt-two-mica); (d) – garnet-cordierite-biotite-plagioclase-muscovite; (e) – trends of the rocks of the MTZ. 1 – a trend of late stage, 2 – in an allochtone block at a distance from the MTZ; 3 – directly in the area of junction of autochtone and allochtone; 4 – crossing points of mineral reaction lines with varying degrees of equilibrium: from the smallest (a) to the greatest (d); 5 – PT parameters of autochtone (a) and allochtone (b) rocks at the late stage of MTZ's development.

Работа выполнена за счет финансирования темы НИР ИГГД РАН (№ 132-2019-0013) Минобрнауки России.

Литература

1. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб. Изд-во: СПбГУ. 2000. С. 200.
2. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Мейерский надвиг – главный элемент строения сутуры на границе Карельского кратона и Свекофеннского пояса в Приладожье, Балтийский щит // ДАН. 1996. Т. 348. № 3. С. 353–356.
3. Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С. Эволюция Мейерской надвиговой зоны Северного Приладожья (Республика Карелия, Северо-Запад России): PT-условия формирования минеральных парагенезисов и геодинамические реконструкции // Геотектоника. 2021. Т. 225. (в печати).
4. Вивдич Э.С., Балтыбаев Ш.К. Поздняя стадия развития Мейерской надвиговой зоны Северного Приладожья: реставрация PT-условий по данным изучения минеральных парагенезисов и гранат-биотитовой-(мусковит)-плагиоклаз-кварцевой геотермобарометрии // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. Материалы XXXI молодёжной научной школы-конференции, посвящённой памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца (Санкт-Петербург, 5–9 октября 2020 г). Санкт-Петербург. 2020. С. 49–53.
5. Holdaway M.J. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // American Mineralogist. 2000. V. 85. P. 881–892.
6. Holdaway M.J. Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet–biotite geothermometer // American Mineralogist. 2001. V. 86. P. 1117–1129.
7. Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1994. V. 116. P. 433–447.
8. Wu C.M. Revised empirical garnet–biotite–muscovite–plagioclase geobarometer in metapelites // Journal of Metamorphic Geology. 2015. V. 33. P. 167–176.
9. Wu C.M., Zhang J., Ren L.D. Empirical garnet–biotite–plagioclase–quartz (GBPQ) geobarometry in medium- to high-grade metapelites // Journal of Petrology. 2006. V. 45. № 9. P. 1907–1921.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 84–88

Поведение несвязных грунтов г. Сыктывкара при вибродинамических нагрузках

Вихоть А.Н., Лютоев В.А.
Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, vikhot.anna@mail.ru; lutoev@geo.komisc.ru

Аннотация. В настоящее время вопрос обратимого и необратимого изменения структурных связей грунтов, оказавшихся под воздействием техногенной нагрузки, весьма актуален. Рассмотрены закономерности поведения несвязных грунтов г. Сыктывкара при вибродинамических нагрузках, приведены сравнения мелко- и среднезернистых песков разной степени водонасыщения и песков разной фракции одинаковой степени водонасыщения. Наблюдения показали, что мелко- и среднезернистые пески при вибродинамическомнагружении ведут себя идентично, но нарушение структурных связей мелкозернистых песков происходит несколько раньше – при $a_{кр}$ = 0.159-0.23 м/с^2, показатели среднезернистых – 0.162–0.254 м/с^2. Самые устойчивые к уплотнению –маловлажные и влажные мелко- и среднезернистые пески. Водонасыщенные грунты, минуя стадию уплотнения, могут сразу переходить в состояние разжижения. Представлены усредненные графики поведения грунтов, получены усредненные аппроксимирующие полиномиальные функции второй степени и значения достоверности аппроксимации R^2: 0.988; 0.905; 0.95; 0.969. Это говорит о точности описания поведения несвязных грунтов при вибродинамических нагрузках и позволяет заключить, что наступление разрушения структурных связей при определенных $a_{кр}$ в несколько большей степени зависит от степени водонасыщения, чем от размера зерен песков.

Ключевые слова:несвязные грунты, степень водонасыщения, вибродинамические нагрузки, критическое ускорение, уплотнение песков.

Noncohesive soils behavior of Syktyvkar through vibrodynamic loads

Vikhot A.N., Lutoev V.A.
Institute of Geology, Komi SC UB RAS, Syktyvkar, vikhot.anna@mail.ru; lutoev@geo.komisc.ru

Abstract. At present the issue of reversible and nonreversible changes in structural soils bonds that are under the influence of a man-induced load is highly relevant. The regularities of noncohesive soils behaviorof Syktyvkarthrough vibrodynamic loads were discussed, compares of fine and medium sands of different water saturation degrees and sands of different fractions of the same water saturation degree were made. Observations showed that fine and medium sands had the identical behaviorthrough vibrodynamic loads but the structural bonds disruption of fine sands occured a little earlier – at a_{cr} = 0.159-0.23 m/s^2, of medium sands – 0.162-0.254 m/s^2. Low-damp and damp fine and medium sands are the most resistant to compaction. Water-inundated sands passing the compaction phase can immediately go into a liquefaction state. The average graphs of the soils behavior were presented, the averaged approximating polynomial functions of the second degree and the R-squared value were obtained, R^2: 0.988; 0.905; 0.95; 0.969. This indicates the precision in describing the noncohesive soils behavior through vibrodynamic loads and allows to conclude that the initiation of the structural bonds destruction at certain a_{cr} depends somewhat more on the water saturation degree than on the sands sizes.

Key words:noncohesive soils, water saturation degree, vibrodynamic loads, critical acceleration, sands compaction.

Введение

В инженерной геологии и геоэкологии в настоящее время вопросы о необратимых изменениях физико-механических и динамических свойств связных и несвязных грунтов от техногенных воздействий приобрели свою актуальность. Их решение требует проведения комплексных исследований. Мы рассмотрим воздействия вибродинамического характера на грунты, отобранные на территории г. Сыктывкара. Здесь первые исследования несущих способностей грунтов начались в 1998 г. в рамках сейсмического микрорайонирования. Геолого-генетический комплекс был разделен на 7 групп с точки зрения пригодности для строительства (Лютоев, 2000); территория города разбита на три типа районов по условиям строительства (Лапицкая, 2000): удовлетворительные, ограниченно при-

годные и неблагоприятные; определены предельные энергетические уровни уплотнения рыхлых грунтов; описаны закономерности поведения структурно-неустойчивыхгрунтов при вибродинамических нагрузках; приведены сравнительные характеристики результатов этих испытаний грунтов, отобранных на территории города и за его пределами(Лютоев, Вихоть, 2019; Лютоев, Лютоева, 2004; Shushkova, Lutoev, 2013). В виду полученных низких значений первого критического ускорения $a_{кр}$(от 0.069 м/с^2) для несвязных грунтов и их широкого распространения в геологическом разрезе установим зависимость наступления критического ускорения для данного типа грунтов.

Геологические условия района исследований

В геологическом строении территории г. Сыктывкара в основном принимают участие грунты ледникового (печорский горизонт) и связанные с ними отложения озерно-ледникового генезиса и осложнены вблизи дневной поверхности аллювиальными наносами и почвенным слоем растительных остатков (Андреичева, 1992; Лапицкая, 2000). Они представлены песками, глинами, суглинками, местами валунными суглинками и супесями. Мощность осадков достигает 50-60 м.

Основной водоносный горизонт – чирвинский аллювиальный горизонт, имеет мощность 1.3-3.4 м.

В геоморфологическом отношении территория г. Сыктывкара расположена в пределах пластово-аккумулятивной платформенной равнины (Геоморфологическое картирование…, 1978). Основные формы рельефа: низкая пойма и террасовый комплекс из 3 надпойменных террас рек Вычегды и Сысолы, флювиогляциальная равнина.

Метод исследований

Грунты массой 1.2-1.6 кг были отобраны специальными керноотборниками из озерно-аллювиальных отложений чирвинского горизонта и аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений поймы и 3 надпойменных террас.

Испытания проводились с помощью вибродинамической установки. Она состоит из следующих узлов, закрепленных на железной плите: генератор колебаний АЯЦМ 3.901.002 ТУ, частотный преобразователь ГРИВ 426449.001, электронные индикаторные часы ИЦ-12.5 с ценой деления 0.01 мм, подставка для крепления датчика смещения, керновый держатель. Градуировка уровня ускорений была установлена с помощью широкополосной сейсмостанции «ZET 048-C». Погрешность в измерениях составила 7-10 %. Время воздействия – 5-7 с.

Результаты исследования

Данные испытаний позволили сравнить поведения прочностных свойств несвязных грунтов г. Сыктывкара, вовлеченных в техносферу, выяснить, при каких ускорениях происходит их уплотнение и разжижение и установить, от чего в первую очередь зависит величина уплотнения: от содержания в них свободной воды или от размерности слагающих зерен. Для этого приведем данные в таблице 1 и сравним на диаграммах поведение мелко- и среднезернистых песков разной степени водонасыщения и песков разной фракции одинаковой степени водонасыщения (рис. 1).

В целом, в мелкозернистых песках нарушение структурных связей начинается при значениях $a_{кр}$ = 0.159-0.23 м/с^2, первичное уплотнение – при тех же значениях, но влажные пески несколько позже – с 0.254 м/с^2 (рис. 1 а). Вторая стадия уплотнения происходит на отрезке $a_{кр}$ = 0.469 0.516 м/с^2. Практически сразу наступает разжижение –при сообщении критического ускорения вибраций 0.561-0.624 м/с^2. Отмечается, что первичное уплотнение водонасыщенных мелкозернистых песков может случиться при минимальном значении $a_{кр}$ = 0.159 м/с^2, но полное разрушение структурных связей ($a_{кр3}$) происходит, как и у менее водонасыщенных грунтов, таким образом стадия перехода затягивается и кривая более пологая, но результат уплотнения – средний, 0.7 мм, в виду этого можно отметить водонасыщенные пески, как более неблагоприятные.

Среднезернистые пески испытывают уплотнение и разрушение структурных связей при ускорениях колебаний 0.162-0.254 м/с^2, 0.469-0.516 м/с^2 и 0.561-0.624 м/с^{2}соответственно, что практически совпадет с диапазонами для мелкозернистых песков (рис. 1 б). Таким образом, можно сделать вывод, что мелко- и среднезернистые пески при вибродинамическомнагружении ведут себя идентично.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 84–88

Таблица 1. Уплотнение песков г. Сыктывкара при вибродинамических нагрузках, мм.
Table 1.Sands compactionof Syktyvkar through vibrodynamic loads, mm.

a, м/с²	**0.009**	**0.029**	**0.069**	**0.159**	**0.162**	**0.23**	**0.254**	**0.378**	**0.469**	**0.516**	**0.561**	**0.624**	**0.819**
Пылеватые (IaIIč)													
0.5≤Sr≤0.8	0	0	0	0	0	0.11	0.22	0.33	0.44	0.77	1.28	1.36	1.73
Тонкозернистые (aIII-IV)													
0.8≤Sr≤1	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.05	0.3	0.45	0.67	0.72	0.75
Мелкозернистые (aIII-IV)													
0≤Sr≤0.5	0	0	0	0.01	0.01	0.09	0.09	0.09	0.16	0.21	0.24	0.3	0.32
0.5≤Sr≤0.8	0	0	0	0.01	0.01	0.01	0.07	0.24	0.38	0.41	0.48	0.68	0.96
	0	0	0	0	0	0.01	0.08	0.16	0.19	0.3	0.32	0.57	0.92
0.8≤Sr≤1	0	0	0	0.08	0.11	0.2	0.25	0.31	0.33	0.34	0.35	0.44	0.7
	0	0	0	0	0	0.01	0.03	0.06	0.13	0.2	0.26	0.4	0.38
Среднезернистые (IaIIč)													
0≤Sr≤0.5	0	0	0	0	0	0	0.07	0.08	0.09	0.1	0.15	0.25	0.39
	0	0	0	0	0.03	0.03	0.03	0.05	0.17	0.24	0.25	0.31	0.42
0.5≤Sr≤0.8	0	0	0	0	0	0	0.02	0.02	0.06	0.11	0.29	1.25	1.15
0.8≤Sr≤1	0	0	0	0	0	0	0.15	0.15	0.23	0.25	0.25	0.35	0.4
Крупнозернистые (IaIII-IV)													
0.8≤Sr≤1	0	0	0	0	0	0.01	0.02	0.03	0.06	0.1	0.4	0.81	1.29

У влажных пылеватых, мелко- и среднезернистых песков первая стадия уплотнения происходит при ускорениях колебаний 0.23-0.254 м/с², вторая – 0.516-0.561м/с². Разжижение происходит при сообщении$a_{кр}$ = 0.624 м/с² (рис. 1 г).

Водонасыщенные тонко-, мелко-, средне- и крупнозернистые пески начинают уплотняться при вибрации 0.159-0.254 м/с², вторая стадия начинается со значений 0.23-0.469 м/с². Разжижение отмечается при $a_{кр}$ = 0.624 м/с² (рис. 1 д).

На первый взгляд, самые устойчивые к уплотнению – мелко- и среднезернистые пески любой степени водонасыщения. Их $a_{кр1}$ = 0.254 м/с² и $a_{кр3}$ = 0.561-0.624 м/с². На самом деле, водонасыщенные грунты, минуя стадию уплотнения, что характерно для таких грунтов, могут сразу переходить в состояние разжижения.

На рисунке 1 *в* и 1 *е* представлены усредненные графики поведения мелко-, среднезернистых песков разной степени водонасыщения и влажных и водонасыщенных песков разной фракции. По результатам можно утверждать, что мелко- и среднезернистые пески при вибродинамическихнагружениях ведут себя идентично в одинаковых диапазонах $a_{кр}$, мелкозернистые пески дают большую величину уплотнения на 0.05-0.07 мм. Заметим, что влажные и водонасыщенные пески разной фракции имеют одинаковый порог критического ускорения разжижения – 0.624 м/с². При этом значения уплотнения к этому моменту расходятся: они резко возрастают у водонасыщенных грунтов, разница становится ≈ 0.45 мм. Вероятно, это обусловлено тем, что водонасыщенные связные грунты в статическом состоянии уже претерпевают некоторое уплотнение за счет давления свободной поры в поровом пространстве. Полученные полиномиальные функции зависимости второй степени дали высокие значения достоверности аппроксимации – более 0.9.

Заключение

В результате проведенных испытаний распространенных несвязных грунтов на территории г. Сыктывкара получены закономерности зависимости наступления критического ускорения для данного типа грунтов. Анализ показал, что среди них самые устойчивые к уплотнению –маловлажные и влажные мелко- и среднезернистые пески.Водонасыщенные грунты, минуя стадию уплотне-

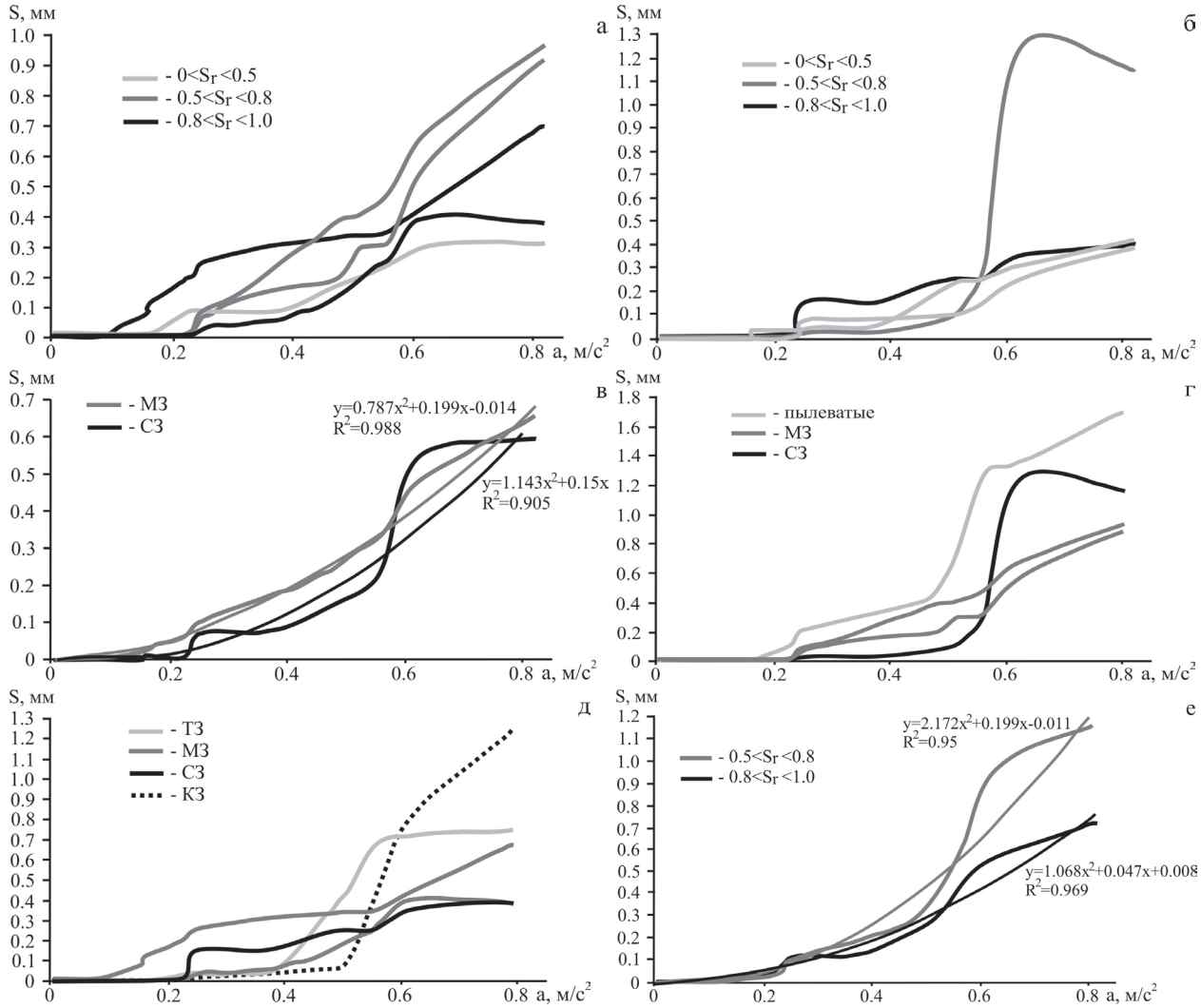


Рис. 1. Функциональные кривые зависимости поведения несвязных грунтов от интенсивности вибродинамической нагрузки: а – мелкозернистых песков; б – среднезернистых песков; в – усредненные графики и линии тренда для мелко- и среднезернистых песков; г – влажных песков разной фракции; д – водонасыщенных песков разной фракции; е – усредненные графики и линии тренда для влажных и водонасыщенных песков.

Fig. 1. Functional curves of dependence on the intensity of the vibrodynamic load of the behavior of noncohesive soils: a – fine sands; b – medium sands; c – averaged graphs and trend lines for fine and medium sands; d – wet sands of different fractions; e – water-inundated sands of different fractions; f – averaged graphs and trend lines for wet and water-inundated sands.

ния, что характерно для таких грунтов, могут сразу переходить в состояние разжижения, поэтому стоит обратить особое внимание на дополнительное изучение их физико-механических свойств при намерении их эксплуатации. Получены усредненные аппроксимирующие функции второй степени отдельно для мелко-, среднезернистых песков, влажных и водонасыщенных несвязных грунтов:

1) $y = 0.787x^2+0.199x-0.014$;
2) $y = 1.143x^2+0.15x$;
3) $y = 2.172x^2+0.199x-0.011$;
4) $y = 1.068x^2+0.047x-0.008$.

Полученные значения достоверности аппроксимации R^2: 0.988; 0.905; 0.95; 0.969 – входят в допустимый предел, следовательно, тренды поведения несвязных грунтов при вибродинамических нагрузках описаны с достаточной точностью. Можно утверждать, что наступление разруше-

ния структурных связей при определенных $a_{кр}$ в несколько большей степени зависит от степени водонасыщения, чем от размерности слагающих пески зерен.

Литература

1. Андреичева Л. Н. Основные морены Европейского Северо-Востока России и их литостратиграфическое значение. СПб. Изд-во: Наука. 1992. 125 с.
2. Геоморфологическое картирование: сб. ст. (ред. Г.С. Ганешина). М. Изд-во: Наука. 1978. 240 с.
3. Лапицкая В.Ф. Отчет по объекту «Геолого-гидрогеологическая, инженерно-геологическая, геолого-экологическая съемка м-ба 1:50000». Архив Комигеолфонда. 2000.
4. Лютоев В.А. Сейсмическое районирование Республики Коми и микросейсморайонирование г. Сыктывкара: дис. к.г.-м.н. Сыктывкар. 2000. 169 с.
5. Лютоев В.А., Вихоть А.Н. Влияние оползневых процессов и природно-техногенной микросейсмичности на геологическую среду города Сыктывкара. Сыктывкар. 2019. 84 с.
6. Лютоев В.А., Лютоева Н.В. Сейсмическая опасность г. Сыктывкара // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде Северных регионов. Архангельск. 2004. Т. 2. С. 37–38.
7. Лютоев В.А., Лютоева Н.В. Сейсмоустойчивость грунтов северной части Волго-Уральской антеклизы // XIV Геологический съезд Республики Коми «Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России». Сыктывкар. 2004. Т. 2. С. 29–31.
8. ShushkovaA.N., Lutoev V.A. Ancient glaciation influence on bearing capacity of dispersive soils in the European North of Russia (The Komi Republic) // 4th International Students Geological Conference. Brno. 2013. P. 133.

Kolarctic CBC
EU FINLAND NORWAY RUSSIA SWEDEN

О горных породах, рудах и почвах в зоне влияния аэротехногенных выбросов комбината «Североникель»

Войтеховский Ю.Л., Нерадовский Ю.Н., Мирошниченко Т.А.
Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, woyt@geoksc.apatity.ru

Аннотация. В статье приведены обобщенные результаты двух этапов комплексного геохимического и микробиологического исследования горных пород, руд и почв в зоне влияния аэротехногенных выбросов горно-металлургического комбината «Североникель». Исследования выполнены в рамках международного проекта KO1115 «Геобиологические угрозы в Арктическом регионе» программы приграничного сотрудничества «Коларктик».

Ключевые слова: Мончегорский рудный район, сульфидные медно-никелевые руды, кислотные дожди, бактерии, микромицеты, Коларктик, приграничное сотрудничество.

On the rocks, ores and soils in the area affected by aerotechnogenic emissions of the «Severonikel» plant

Voytekhovsky Y.L., Neradovsky Y.N., Miroshnichenko T.A.
Geological Institute FRC KSC RAS, Apatity, woyt@geoksc.apatity.ru

Abstract. The article provides consolidated results obtained during two stages of comprehensive geochemical and microbiological studies of rocks, ores and soils in the area affected by aerotechnogenic emissions of the Severonikel Dressing Plant. The research has been carried out in the framework of the international project KO1115 «Geo-Bio Hazards in the Arctic Region» under the European Neighbourhood Instrument Cross-Border Cooperation Kolarctic Programme.

Key words: Monchegorsk ore region, sulfide copper-nickel ores, acid rains, bacteria, micromycetes, Kolarctic, cross-border cooperation.

Over its 70-year long history, the Geological Institute KSC RAS has been tightly woven by professional ties with geological surveys, research and educational institutions of neighbouring Scandinavian countries. The past decade is marked with fruitful scientific collaboration in the framework of the European Neighbourhood Instrument Cross-Border Cooperation Kolarctic Programme. In 2012-2015, the Geological Institute KSC RAS cooperated with leading research institutions of Finland, Sweden and Norway in the multilateral project KO368 «ABCGHeritage – Arctic Biological, Cultural and Geological Heritage». As a result, two guidebooks on unique geological objects of the Khibiny Mountains (Voytekhovsky et al., 2014) (in Russian, Finnish and English) and adjacent areas of the Barents region (Johansson et al., 2014) (in Russian, Finnish, Norwegian and English) were published. The project was widely highlighted in mass media, at international and regional conferences.

In 2018, a new project KO1115 «Geo-Bio Hazards in the Arctic Region» was launched under the European Neighbourhood Instrument Cross-Border Cooperation Program Kolarctic 2014-2020. The project united the Geological and Mining Institutes KSC RAS, Natural Resources Institute Finland (LUKE) and Geological Surveys of Finland (Lead Partner), Sweden and Norway. The project aims at studying geobiological hazards resulted from the industrial impact on environment in cross-border Arctic areas.

The target area of the Geological Institute KSC RAS is the Monchegorsk ore region, one of the most-polluted areas at the Kola Peninsula (fig. 1). This region-largest industrial centre was established in the 1930s to process sulfide Cu-Ni ores of the Monchetundra. Once the ore reserves of the Nittis-Kumuzhya-Travyanaya massif depleted, the plant targeted on the extraction of Cu, Ni and PGE from feinstein provided by the «Pechenganikel» plant. Technogenic pollutions have been emitted non-stop for over 80 years.

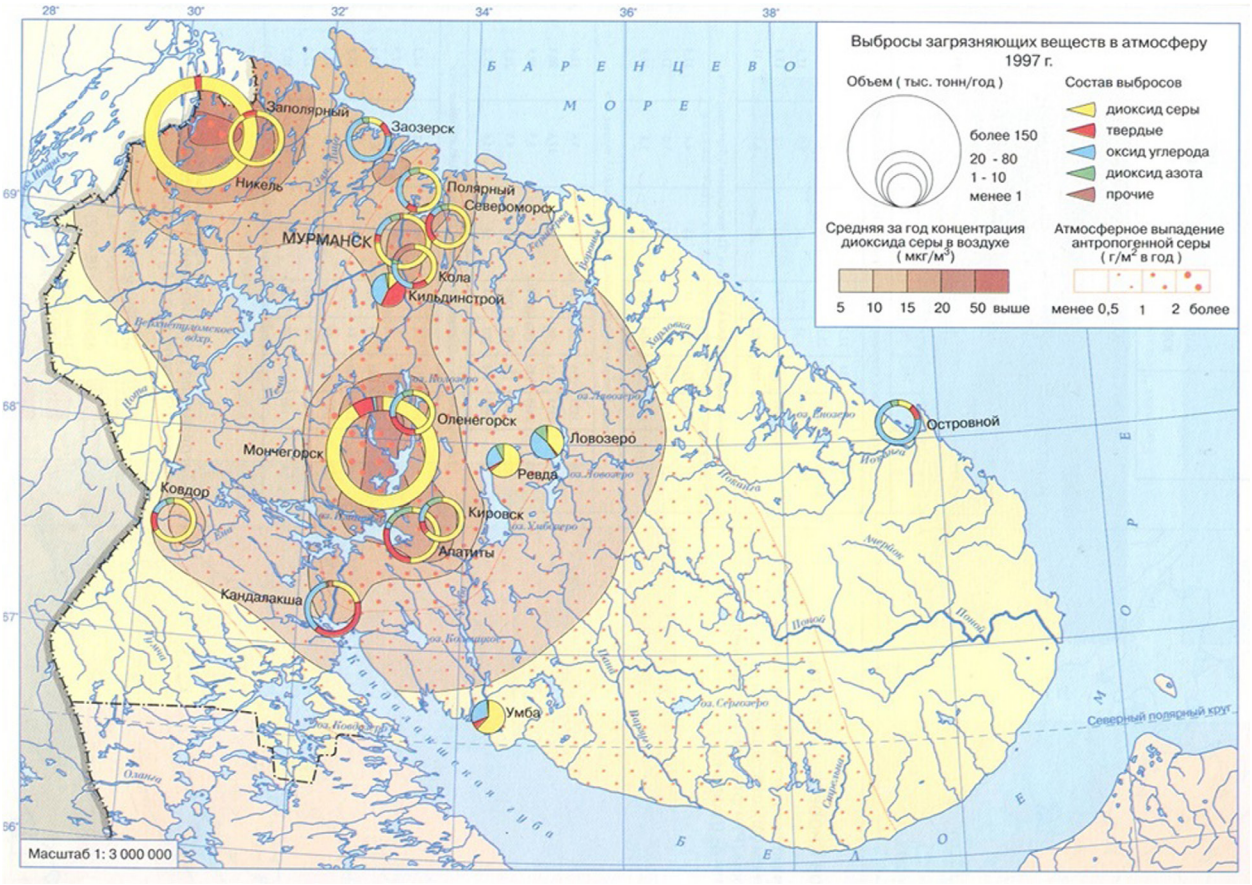


Fig. 1. Pollution of the atmospheric air in the Murmansk region (Ecological atlas…, 1999).

Рис. 1. Загрязнение атмосферного воздуха в Мурманской области (Ecological atlas…, 1999).

Pollutant concentrations in soils, lacustrine sediments and surface waters often exceed permissible limits and become geo-biological hazards (Dauvalter et al., 2009 a, b; 2010).

The impact of atmospheric acid precipitation on the landscape is so intensive, that rocks and disseminated Cu-Ni ores of adjacent mountain massifs have been altered. Sulfide minerals are easily decomposed and produce extensive geochemical anomalies, enhancing the pollution of surface waters. Rocks decompose and become debris. In 2019, the authors provided an integrated study of alterations in rocks and ores affected by aerotechnogenic emissions of the «Severonikel» plant in the Monchegorsk area. Most changes in sulfide copper-nickel ores follow a common pattern, i.e. chalcopyrite is replaced by bornite and chrysocolla, pentlandite is replaced by violarite (along cleavage cracks) and retgersite, pyrrhotite is replaced by melnikovite-pyrite and iron hydroxides (fig. 2). The intensity of oxidation is enhanced by the fact that even stable magnetite is replaced by iron hydroxides. Readily soluble jarosite can be expected to occur in a fine mixture with them and retgersite; malachite can be expected to occur in intergrowths with chisocolla.

Lichen colonies clearly tend to occur in areas of the most intensive alterations in vein sulfide Cu-Ni ores (Mt. Kumuzhya). Preliminary diagnostics has detected *Rhizocarpon geographicum, Umbilicaria esculenta, Pertusaria, Verrucaria, Biatora, Lecanora* genuses of lichen (fig. 3). The reason of their tending to the alteration areas can be permeability of crush zones for ground waters, as well as oxidation-reduction reactions, where lichens can acively participate in. The diversity of lichens near the «Severonikel» plant had not been studied earlier (Tikkanen, Niemela, 1995; Kashulina, Saltan, 2008; Urbanavichus, 2012). The obtained results, in particular, on the confinement of lichens to the areas of the most intensive oxidation of sulfide copper-nickel ores, are of high-priority.

In 2020, despite the challenging COVID-19 situation, the authors provided geochemical and microbiological studies of rocks, ores and soils in the Monchegorsk area. About 50 soil samples were collected from four sublatitudinal profiles, starting at the slopes of the Nittis-Kumuzhya-Travyanaya massif and



Fig. 2. Top: in the foreground – oxidized disseminated sulfide copper-nickel ores in banded olivine pyroxenites, Mt. Sopcha; in the background – smog blocking the view at the Nittis-Kumuzhya-Travyanaya massif. Middle: replacement of chalcopyrite by chrisocolla (left, green) and bornite (right, nodular-shaped black). Bottom: replacement of pentlandite of violarite (left, along cracks) and retgersite (right, green powdery coating).

Рис. 2. Вверху: на переднем плане – окисленные вкрапленные сульфидные медно-никелевые руды в рассло-енных оливиновых пироксенитах, г. Сопча; на заднем плане – смог, закрывающий вид на массив Ниттис – Ку-мужья – Травяная. В середине: замещение халькопирита хризоколлой (слева, зеленое) и борнитом (справа, черные вкрапления). Внизу: замещение пентландита виоларитом (слева, вдоль трещин) и ретгерситом (спра-ва, зеленые порошковатые налеты).

spreading eastwards up to the peatland west of Monchegorsk. *In situ* measurements showed pH values to range from 3.6 to 7.2, with pH increasing with the sampling depth at every point (0.5 m, 1.0 m).

The systematic analysis of microbiota in the soils and on the ore surface indicated a limited diversity of bacteria and micromycetes. Notably, the amount of microorganisms of various groups is considerably higher in the soils than on the ore surface, which is reasonable due to the low content or a total absence of nutrients in the latter. In the soil, the amount of bacteria is 13-650 ths cells/g, the amount of micromycetes is 0.2-12 ths CFU/g; on the surface of the ores, the amount on cell bacteria is 35-460 cells/cm^2, fungi buds – 2-38 CFU/cm^2. Saprotrophic, oligotrophic, nitrifying, denitrifying and iron-oxidizing bacteria were identified in the soils and on the ore surface. Oligotrophs dominated in all samples.



Fig. 3. Lichens actively growing on oxidized sulfide ores, Mt. Kumuzhya (from top to bottom, from left to right): *Rhizocarpon geographicum, Umbilicaria esculenta, Pertusaria, Verrucaria, Biatora, Lecanora*.

Рис. 3. Лишайники, активно растущие на окисленных сульфидных рудах, г. Кумужья (сверху вниз, слева направо): *Rhizocarpon geographicum, Umbilicaria esculenta, Pertusaria, Verrucaria, Biatora, Lecanora*.

Micromycetes were extracted in all soil samples (25 species) and on the surface of the ore (10 species) (figs. 4, 5).

From 12 to 16 micromycetes were extracted in each soil sample. From 2 to 6 micromycete species were extracted from the surface of the ore samples. The similarity degree of the species composition in both cases is 47 %. Thus, a half of species extracted from the soil and ore surface are identical. *Penicillium* genus dominates in amount of species (30-50 %) in all samples, which is typical of soils in northern regions.

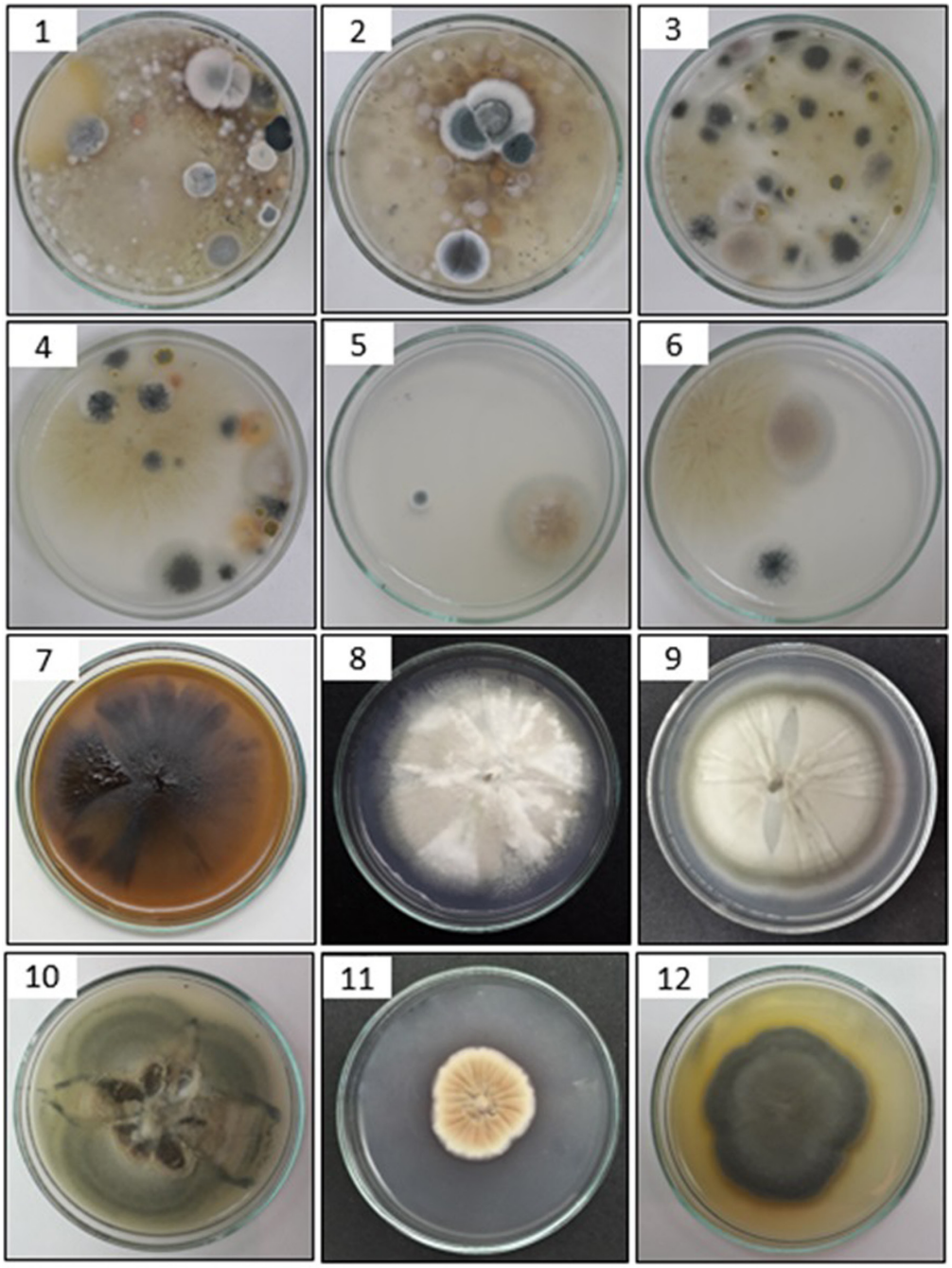


Fig. 4. Micromycetes in soils and on surface of ores: 1, 2 – Sabouraud medium; 3–6 – Czapek-Dox medium; 7 – *Aureobasidium pullulans* (de Bary & Löwenthal) G. Arnaud; 8 – *Penicillium glabrum* (Wehmer) Westling; 9 – *Penicillium spinulosum* Thom; 10 – *Penicillium herquei* Bainier & Sartory; 11 – *Aspergillus versicolor* (Vuill.) Tirab.; 12 – *Penicillium velutinum* J.F.H. Beyma.

Рис. 4. Микромицеты в почвах и на поверхности руд: 1, 2 – среда Sabouraud; 3–6 – среда Czapek-Dox; 7-12 – список видов (лат.).

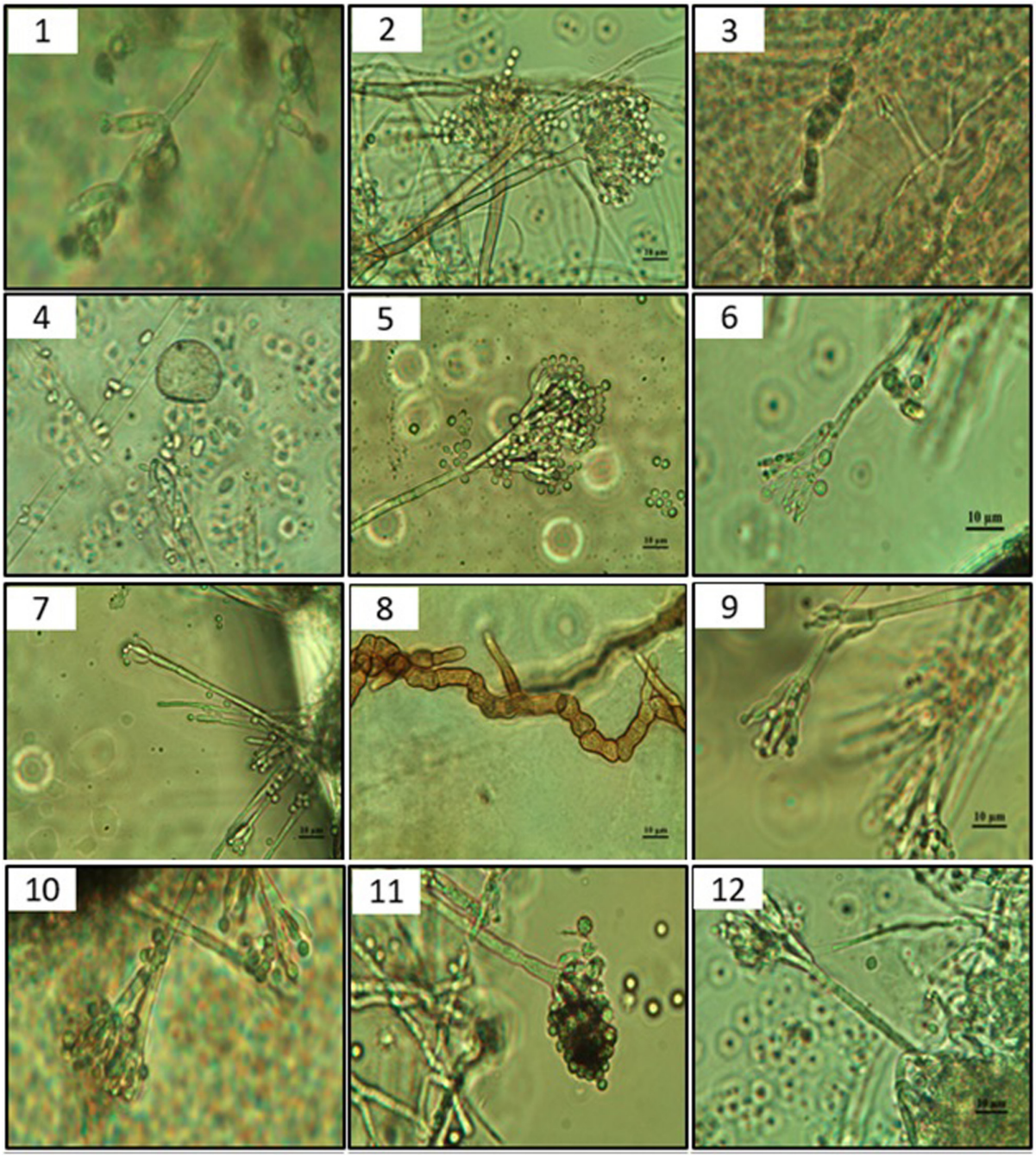


Fig. 5. Micromycetes on surface of ores: 1 – *Acremonium murorum* (Corda) W. Gams; 2 – *Aspergillus versicolor* (Vuill.) Tirab.; 3 – *Gibellulopsis nigrescens* (Pethybr.) Zare, W. Gams & Summerb.; 4 – *Mucor hiemalis* Wehmer; 5 – *Penicillium aurantiogriseum* Dierckx; 6 – *Penicillium canescens* Sopp; 7 – *Penicillium decumbens* Thom; 8 – *Aureobasidium pullulans* (de Bary & Löwenthal) G. Arnaud; 9 – *Penicillium herquei* Bainier & Sartory; 10 – *Penicillium jensenii* K.W. Zaleski; 11 – *Penicillium purpurescens* (Sopp) Biourge; 12 – *Penicillium simplicissimum* (Oudem.) Thom.

Рис. 5. Микромицеты на поверхности руд. 1-12 – список видов (лат.).

Paecilomyces variotii and *Acremonium murorum* species were extracted from all soil samples, but these are minor. *Gibellulopsis nigrescens* and *Sarocladium strictum* species prevail in a number of samples. The micromycete structure is more even on the ore surface than in the soil, no visible dominants are observed. The highest abundance value is recorded for *Penicillium spinulosum* species in all samples.

Thus, it is proved that microbiota was actively involved in the geochemical transformation of rocks and ores in the area affected by aerotechnogenic emissions of the «Severonikel» plant near the Monchegorsk town in the Murmansk region.

Acknowledgements

The project is funded by the Kolarctic CBC, EU, Russia, Norway, Sweden and Finland. This publication has been produced with the assistance of the European Union. The contents of this publication are the sole responsibility of its authors and can in no way be taken to reflect the views of the European Union. The authors are thankful to M.V. Korneykova, N.V. Fokina, E.S. Yanishevskaya and A.S. Soshina (Institute of the Industrial Ecology Problems of the North KSC RAS) for the microbiological investigations of the samples.

References

1. Dauvalter V.A., Dauvalter M.V., Saltan N.V., Semyonov E.N. The impact of the mining plant pollutants on the chemical compositions of atmospheric precipitation, Monchegorsk study area // Geoecology. Geo-Ingeneering. Hydrogeology. Geocryology. 2009 a. No. 3. P. 228-240. (in Rus.)
2. Dauvalter V.A., Dauvalter M.V., Saltan N.V., Semyonov E.N. Chemical composition of surface waters in the impact area of the «Severonikel» plant // Geochemistry. 2009 b. No. 6. P. 628-646. (in Rus.)
3. Dauvalter V.A., Dauvalter M.V., Kashulin N.A., Sandimirov S.S. The impact of the mining plant pollutants on the chemical compositions of lacustrine deposits, Monchegorsk study area // Geoecology. Geo-Ingeneering. Hydrogeology. Geocryology. 2010. No. 2. P. 129–139. (in Rus.)
4. Ecological atlas of the Murmansk region. Maps / Ed.-in-Chief G.V. Kalabin. Moscow – Murmansk – Apatity, 1999. 48 p. (in Rus.)
5. Johansson P., Lauri L.S., Voytekhovsky Y.L. Barents Tour for Geotourists. Rovaniemi: Grano Oy, 2014. 117 p.
6. Kashulina G.M., Saltan N.V. Chemical composition of plants in extreme conditions of the local area of the «Severonikel» plant. Apatity: KSC RAS, 2008. 239 p. (in Rus.)
7. Tikkanen E., Niemela I. Kola Peninsula pollutants and forest ecosystems in Lapland. Finland's Ministry of Agriculture and Forestry. The Finnish Forest Research Institute. 1995. 82 p.
8. Urbanavichus G.P. Alterating diversity of epiphytic lichens in spruce forests of the Murmansk region under the impact of aerotechnogenic emissions of the Monchegorsk copper-nickel plant // Ecological problems of North regions and ways to their solution. Proc. IV All-Russ. Sci. Conf. V. 1. Apatity: KSC RAS, 2012. P. 130-132. (in Rus.)
9. Voytekhovsky Y.L., Johansson P., Lauri L.S., Miroshnichenko T.A., Räisänen J. Khibiny Tundra. Geological Outdoor Map 1:50000 and Guidebook. Rovaniemi: Grano Oy, 2014. 56 p.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 96–101

Аналитическая геометрия кристаллической горной породы

Войтеховский Ю.Л. [1, 2], **Захарова А.А.** [2]
[1] *Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, woyt@geoksc.apatity.ru*
[2] *Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург*

Аннотация. Статья развивает метод структурной индикатрисы для типизации петрографических структур. Предложено алгебраическое уравнение состояния горной породы с коэффициентами – вероятностями тернарных межзерновых контактов. На примере биминеральных кристаллических горных пород установлен изоморфизм типовых петрографических структур и кривых 3-го порядка, связанных непрерывными и дискретными переходами. Показано, что важной классификационной границей служит равновесие Харди-Вайнберга, соотносимое с массивными текстурами.

Ключевые слова: кристаллическая горная порода, петрографическая структура, уравнение состояния, структурная индикатриса, равновесие Харди-Вайнберга.

Analytical geometry of crystalline rock

Voytekhovsky Y.L. [1, 2], **Zakharova A.A.** [2]
[1] *Geological Institute of FRC KSC RAS, Apatity, woyt@geoksc.apatity.ru*
[2] *Saint Petersburg Mining University, Saint Petersburg*

Abstract. The article develops the structural indicatrix method for typing petrographic structures. An algebraic equation of state of a rock with coefficients – probabilities of ternary intergrain contacts is proposed. On the example of bimineral crystalline rocks, the isomorphism of typical petrographic structures and curves of the 3rd order, connected by continuous and discrete transitions, has been established. It is shown that the Hardy-Weinberg equilibrium correlated with massive textures serves as an important classification boundary.

Key words: crystalline rock, petrographic structure, equation of state, structural indicatrix, Hardy-Weinberg equilibrium.

Структура и текстура – неотъемлемые атрибуты горной породы (Петрографический словарь, 1981), обязательные при ее стандартном описании (Петрографический кодекс…, 2008). Первая характеризует отношения минеральных зерен, вторая – их разного вида кластеров. Редкие авторы задаются вопросом, всегда ли можно разделить эти категории (Штейнберг, 1957). Генетическая интерпретация структур состоит в сравнительном анализе степени идиоморфизма минеральных индивидов различных видов, текстур – в выделении их парагенетических ассоциаций (Бетехтин и др., 1958, 1964). Современная описательная систематика насчитывает их неопределенное число порядка несколько сотен (Шахов, 1961; Исаенко, 1964; Половинкина, 1966). При этом в стороне остаются фундаментальные вопросы о горной породе как системе со строго определенными элементами и отношениями и возможности единого описания всего многообразия структур и текстур.

Авторы рассматривают кристаллическую горную породу как связный агрегат неопределенно большого числа минеральных индивидов в общем случае различных видов. В соответствии с общей теорией систем, при данном составе их структуры в первую очередь определяются разнообразием межэлементных отношений, во вторую – их интенсивностями. То есть, при фиксированном модальном составе горной породы специфика рисунка межзерновых границ, схватываемая термином структура, в первую очередь определяется статистикой межзерновых контактов, во вторую – их метрикой. В этом – принципиальное отличие от подхода, разделяющего систему межзерновых границ на фрагменты, идиоморфные или ксеноморфные для контактирующих индивидов.

Топология межзерновых границ редко обсуждается в петрографии (Вернон, 1980), гораздо чаще – в металлургии (Салтыков, 1958; Беленький, 1980). Между тем, здесь есть строгие закономерности. В горных породах, металлах и сплавах есть бинарные (по поверхностям), тернарные (тройные по ребрам) и куотернарные (четверные в точках) межзерновые контакты, статистики которых

связаны определенными соотношениями. Очевидна и генетическая подоплека – все границы суть дефекты кристаллических структур, зоны обрыва химических связей, каналы свободной энергии. После установления физико-химического равновесия в горной породе наступает период дополнительной минимизации свободной энергии межзерновых границ. Результат особенно заметен в мономинеральных горных породах (мраморах, кварцитах), фирновом льде, керамике, отожженных металлах и сплавах. В них реализуется «структура Коксетера» сухой пены вопреки требованиям кристаллических решеток (Жабин, 1979, с. 45-76).

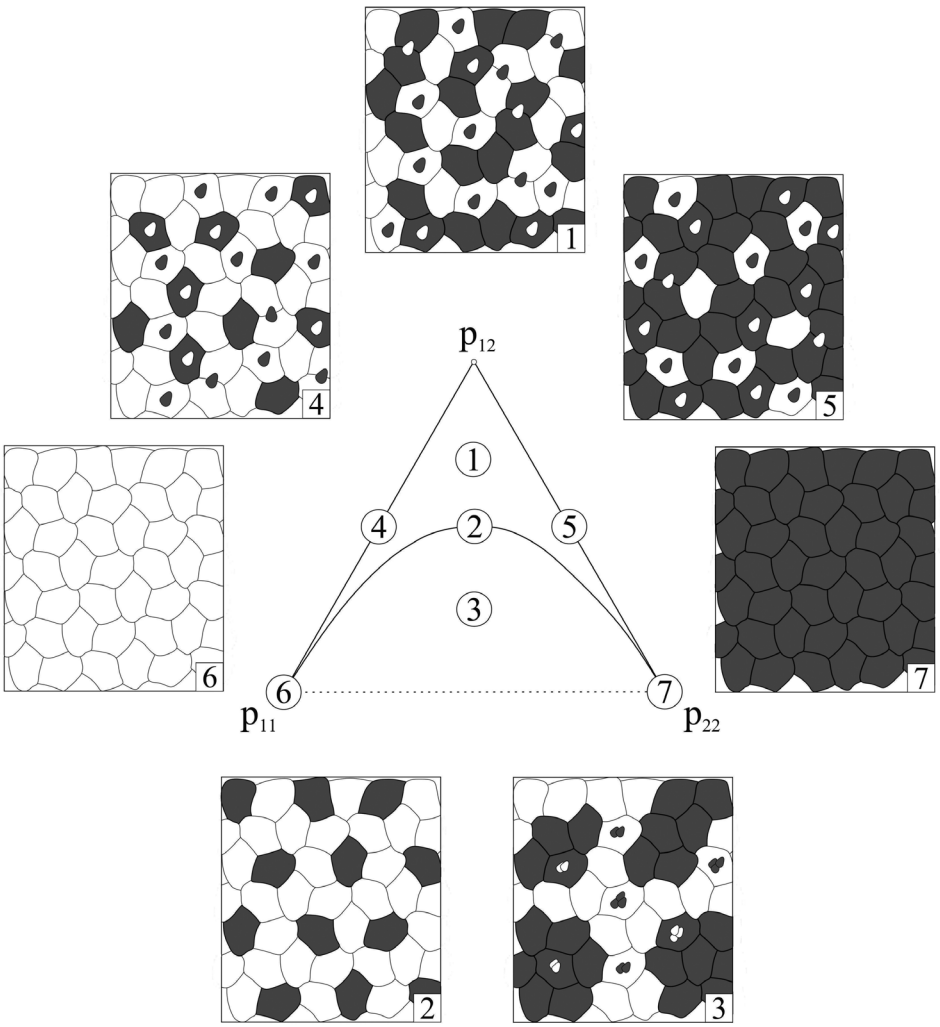


Рис. 1. Барицентрический треугольник вероятностей $\{p_{11}, p_{12}, p_{22}\}$, линия равновесия Харди-Вайнберга и типовые петрографические структуры. Состояния $p_{12} = 1$ и $p_{11} + p_{22} = 1$ (пунктирное ребро без вершин) невозможны.

Fig. 1. Barycentric triangle of probabilities $\{p_{11}, p_{12}, p_{22}\}$, Hardy-Weinberg equilibrium line and typical petrographic structures. States $p_{12} = 1$ and $p_{11} + p_{22} = 1$ (dotted edge without vertices) are impossible.

Организация горной породы (система межзерновых границ) в самом общем виде представима как многозначный автоморфизм (отображение в себя) множества минеральных видов, реализованных в слагающих ее минеральных индивидах:

$$\{m_i\}_1^n \xrightarrow{P_{ij}} \{m_i\}_1^n$$

Профессор Д.П. Григорьев не уставал повторять, что понятие «минерал» подразумевает сразу два смысла: «минеральный вид» и «минеральный индивид», различаемые из контекста. Указанный автоморфизм как раз и определяет их диалектику.

Статистика бинарных межзерновых контактов представима в виде уравнения состояния горной породы $\Sigma_i \Sigma_j p_{ij} m_i m_j = 1$, где $i, j = 1, \ldots, n$, произведение $m_i m_j$ имеет смысл контакта минералов m_i и m_j, вероятности p_{ij} – коэффициенты квадратичной формы. Матричная запись уравнения выявляет ведущую роль симметрической матрицы P_{ij}:

$$\begin{bmatrix} m_1 & m_2 & \cdots & m_n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} p_{11} & p_{12} & \cdots & p_{1n} \\ p_{21} & p_{22} & \cdots & p_{2n} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ p_{n1} & p_{n2} & \cdots & p_{nn} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} m_1 \\ m_2 \\ \cdots \\ m_n \end{bmatrix} = E$$

В статьях (Войтеховский, 1995, 2000) формальным выражением петрографической структуры определена каноническая диагональная форма матрицы P_{ij} (Ефимов, 1963; Боревич, 1988). Доказана теорема: в силу условия $p_{ij} \geq 0$ для **n-минеральных горных пород возможны n типовых структур S_n^m, где m = 1, …, n – число положительных элементов в канонической диагональной форме матрицы P_{ij}.** Квадратичная поверхность, задаваемая уравнением состояния, названа структурной индикатрисой горной породы. Для биминеральных горных пород ситуация показана в барицентрическом треугольнике $\{p_{11}, p_{12}, p_{22}\}$ (рис. 1, 2). Разделительной границей двух возможных типов здесь служит равновесие Харди-Вайнберга (Стюарт, 1980) $p_{11} = p_1^2$, $p_{12} = 2p_1p_2$, $p_{22} = p_2^2$, выражающее идеальное перемешивание минеральных зерен при любом модальном составе $\{p_1, p_2\}$ горной породы

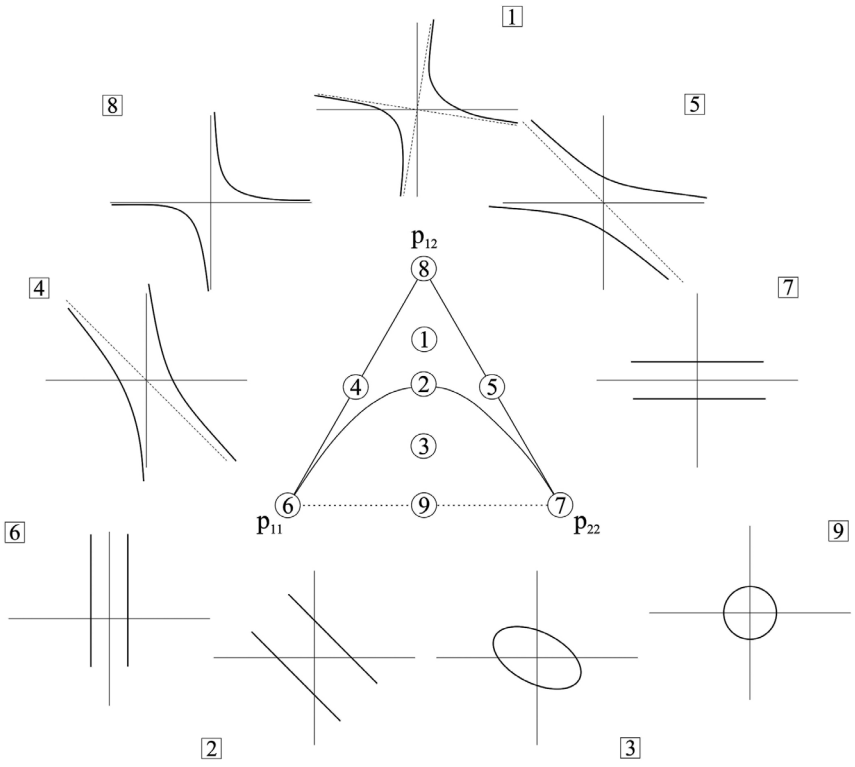


Рис. 2. Барицентрический треугольник вероятностей $\{p_{11}, p_{12}, p_{22}\}$ и структурные индикатрисы. Номера соответствуют рис. 1.

Fig. 2. Barycentric triangle of probabilities $\{p_{11}, p_{12}, p_{22}\}$ and structural indicatrices. The numbers correspond to fig. 1.

(гомогенные структуры) и, вероятно, отвечающее массивной текстуре. Структура, как она определена выше – инвариант организации горной породы, вариабельной в пределах поля диаграммы. Переход через границу Харди-Вайнберга меняет ее качественно.

Для тех же биминеральных горных пород уравнение состояния $\Sigma_i \Sigma_j \Sigma_k p_{ijk} m_i m_j m_k = 1$, где $i, j, k = 1, \ldots, n$, произведение $m_i m_j m_k$ имеет смысл контакта минералов $m_i m_j$ и m_k, а вероятности p_{ijk} – коэффициенты кубической формы, позволяет построить еще более фундаментальную (так как p_{ij} вычисляемы по p_{ijk}) систематику структур. Барицентрический тетраэдр вероятностей $\{p_{111}, p_{112}, p_{122}, p_{222}\}$ с типовыми структурами и их индикатрисами 3-го порядка (Савелов, 2002) показан на рис. 3 и 4.

Таким образом, предложенное уравнение состояния позволяет охватить единым математическим формализмом огромное разнообразие кристаллических горных пород. На примере биминеральных горных пород показано, как структурные индикатрисы 2-го (для бинарных контактов) и 3-го (для тернарных контактов) порядков сохраняют топологический тип в определенных полях барицентрических диаграмм и изменяются скачком на естественных границах, не зависящих от произвола исследователя.

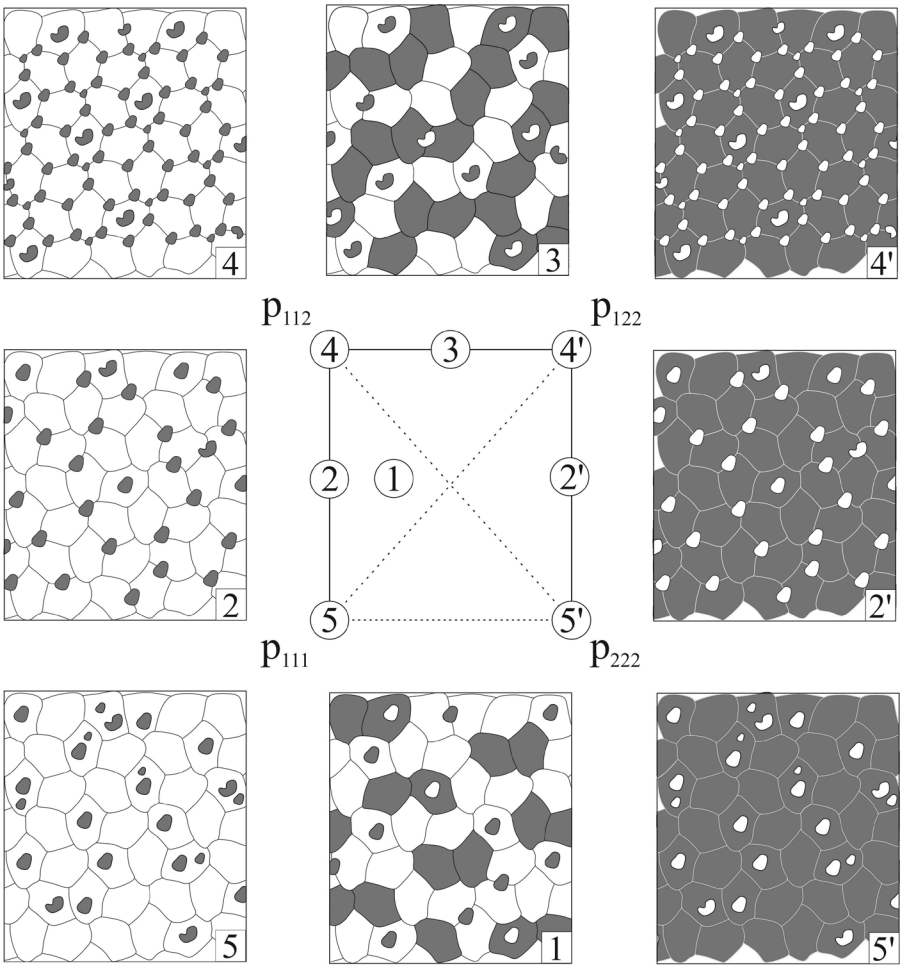


Рис. 3. Барицентрический тетраэдр вероятностей $\{p_{111}, p_{112}, p_{122}, p_{222}\}$, линии равновесия Харди-Вайнберга и типовые петрографические структуры. Состояния $p_{112} = 0$ (без ребра $p_{122} + p_{222} = 1$) и $p_{122} = 0$ (без ребра $p_{112} + p_{111} = 1$) невозможны.

Fig. 3. Barycentric tetrahedron of probabilities $\{p_{111}, p_{112}, p_{122}, p_{222}\}$, Hardy-Weinberg equilibrium lines and typical petrographic structures. States $p_{112} = 0$ (without the edge $p_{122} + p_{222} = 1$) and $p_{122} = 0$ (without the edge $p_{112} + p_{111} = 1$) are impossible.

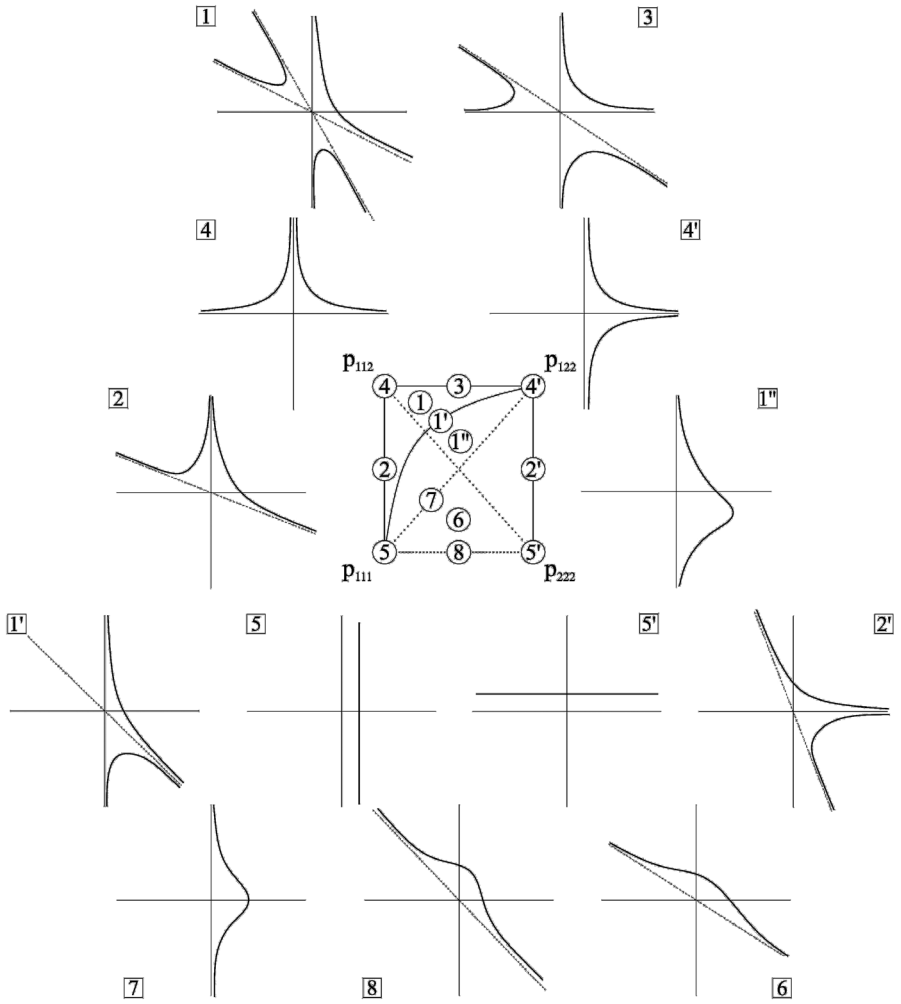


Рис. 4. Барицентрический тетраэдр вероятностей $\{p_{111}, p_{112}, p_{122}, p_{222}\}$ и структурные индикатрисы. Номера соответствуют рис. 3.

Fig. 4. Barycentric tetrahedron of probabilities $\{p_{111}, p_{112}, p_{122}, p_{222}\}$ and structural indicatrices. The numbers correspond to fig. 3.

Важная граница – равновесие Харди-Вайнберга, по-видимому, отвечающее массивным текстурам при любых модальных составах горных пород. Строго говоря, любая массивная текстура является структурой, так как выраженные кластеры в ней отсутствуют. Парадоксальность ситуации состоит еще и в том, что указанное равновесие никогда не реализуется – фигуративная точка горной породы может попасть в поле диаграммы, но не на границу. Отнесение некоторой структуры к массивной текстуре – статистическая задача, решаемая на основе критериев согласия.

Соотношение структур и текстур еще сложнее. Так, при условии $p_{112} \approx p_{122} \approx ½$ пространство биминеральной горной породы неизбежно организуется как система мономинеральных цепочек, то есть как текстура в современном понимании термина. Дальнейшая задача исследования – определение структурных индикатрис и естественных классификационных границ внутри барицентрического тетраэдра $\{p_{111}, p_{112}, p_{122}, p_{222}\}$ и переход к структурам триминеральных горных пород.

По крайней мере для кристаллических горных пород, в которых корректно определены элементы (минеральные зерна) и отношения (межзерновые контакты), можно развивать структурную теорию, последовательно добавляя метрику (протяженности, площади) и физическую характеристику (удельную свободную энергию) межзерновых границ. Должны ли петрографические струк-

туры изначально иметь генетический подтекст, тем более закрепленный в номенклатуре (грано-, лепидо-, немато-, порфиро-, пойкило-, гомео-, гетеро- и др. бластовые структуры) – вопрос дискуссионный. Но заметим, что структурная кристаллография совершенно агенетична, что и позволяет ей – через посредство кристаллохимии, шаг за шагом, с множеством оговорок насыщающей заведомо математические конструкции физико-химическими интерпретациями – быть надежной основой генетической минералогии.

Литература

1. Беленький В.З. Геометрико-вероятностные модели кристаллизации. Феноменологический подход. М. Изд-во: Наука. 1980. 88 с.
2. Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Текстуры и структуры руд. М. Изд-во: Госгеолтехиздат, 1958. 436 с.
3. Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М. Изд-во: Недра. 1964. 598 с.
4. Боревич З.И. Определители и матрицы. М. Изд-во: Наука. 1988. 184 с.
5. Вернон Р.Х. Метаморфические процессы. М. Изд-во: Недра. 1980. 228 с.
6. Войтеховский Ю.Л. Приложение теории квадратичных форм к проблеме классификации структур полиминеральных горных пород // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. 1995. № 1. С. 32–42.
7. Войтеховский Ю.Л. Количественный анализ петрографических структур: метод структурной индикатрисы и метод вычитания акцессориев // Изв. вузов. Геол. и разведка. 2000. № 1. С. 50–54.
8. Ефимов Н.В. Квадратичные формы и матрицы. М. Изд-во: Физматгиз. 1963. 160 с.
9. Жабин А.Г. Онтогения минералов. Агрегаты. М. Изд-во: Наука. 1979. 276 с.
10. Исаенко М.П. Определитель структур и текстур руд. М. Изд-во: Недра. 1964. 156 с.
11. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб. Изд-во: ВСЕГЕИ. 2008. 200 с.
12. Петрографический словарь / Ред. В.П. Петров и др. М. Изд-во: Недра. 1981. 496 с.
13. Половинкина Ю.Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. М. Изд-во: Недра. 1966. Ч. 1. 240 с.; Ч. 2. Т. 1. 424 с.; Ч. 2. Т. 2. 272 с.
14. Савелов А.А. Классификация Ньютона. Плоские кривые: систематика, свойства, применения. Москва–Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика». 2002. С. 44–53.
15. Салтыков С.А. Стереометрическая металлография. М. Изд-во: Металлургия. 1958. 446 с.
16. Стюарт Я. Концепции современной математики. Мн.: Вышэйшая школа. 1980. 382 с.
17. Шахов Ф.Н. Текстуры руд. М. Изд-во: АН СССР. 1961. 180 с.
18. Штейнберг Д.С. Структуры горных пород. Свердловск. Изд-во: СГИ. 1957. 72 с.

Инварианты пространственных разбиений в минеральной и биологической природе

Войтеховский Ю.Л. [1, 2], **Чукаева М.А.** [2], **Степенщиков Д.Г.** [1]
[1] *Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, woyt@geoksc.apatity.ru*
[2] *Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург*

Аннотация. В статье показано, что в морфологии абстрактных геометрических (выпуклые полиэдры), минеральных (системы трещин в различных материалах, кристаллы, фуллерены) и биологических (икосаэдрические *Viruses*, кораллы *Favites sp*., одуванчики *Taraxacum officinale*., колючие рыбы *Diodon holocanthus.*) объектов закономерно присутствуют инварианты разбиений поверхностей, обусловленные геометрией 2D и 3D евклидовых пространств, а не спецификой онтогенеза. При этом фундаментальную роль играет теорема Эйлера о планарных графах. Специфику онтогенеза следует искать в отклонениях от пространственных инвариантов.

Ключевые слова: полигональное разбиение поверхности, разбиение по Вороному-Дирихле, триангуляция Делоне, инвариант, минеральные и биологические объекты.

Invariants of spatial partitions in mineral and biological nature

Voytekhovsky Y.L. [1, 2], **Chukaeva M.A.** [2], **Stepenshchikov D.G.** [1]
[1] *Geological Institute of FRC KSC RAS, Apatity, woyt@geoksc.apatity.ru*
[2] *Saint Petersburg Mining University, Saint Petersburg*

Abstract. The article shows that in the morphology of abstract geometric (convex polyhedra), mineral (systems of cracks in various materials, crystals, fullerenes) and biological (icosahedral *Viruses*, corals *Favites sp*., dandelions *Taraxacum officinale*, spiny fish *Diodon holocanthus*) objects there are invariants of surface tilings owing to the geometry of 2D and 3D Euclidean spaces, and not to the ontogenetic specifics. In this case, Euler's theorem on planar graphs plays a fundamental role. The ontogenetic specifics should be sought in deviations from spatial invariants.

Key words: polygonal tiling of a surface, Voronoy-Dirichlet subdivision, Delaunay triangulation, invariant, mineral and biological objects.

Пандемия COVID-19 заставила пристально рассмотреть структуры вирусов – казалось бы, примитивных образований на границе живого и косного. Их эффективность бесспорна, коль скоро ставит под сомнение существование нашего биологического вида. Их икосаэдрические капсиды – белковые оболочки, покрывающие молекулы ДНК / РНК – столь совершенны, что кажутся уникальными для нашего мира. Цель статьи – показать, что даже они суть частные случаи общей закономер-

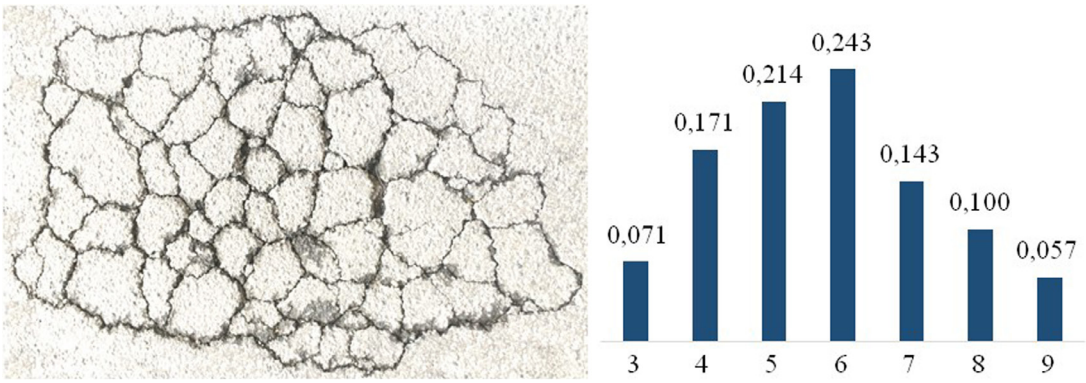


Рис. 1. Система трещин на асфальте – планарный граф. Здесь и далее на гистограммах по вертикальной оси – частота клеток с разной координацией.

Fig. 1. A system of cracks on asphalt – a planar graph. Hereinafter on the histograms, along the vertical axis – the frequency of cells with different coordination.

ности, присущей полигональным разбиениям поверхностей в 2D и 3D евклидовых пространствах. Она обобщает предыдущие публикации авторов, посвященные отдельным объектам.

Для любого плоского графа выполняется теорема Эйлера: f – e + v = 2, где f – число клеток, e – ребер, v – вершин. Если из каждой вершины выходят ровно три ребра, то 3v = 2e и e = 3f – 6. Тогда средняя координация клетки равна: c = 2e / f = 6 – 12/f → 6 при f → ∞. Для графа на рис. 1: f = 71, e = 225, v = 156. Так как координация клетки варьирует, охарактеризуем статистику стандартным образом: Mo = 6, c = 5.74, σ = 1.59, As = 0.23, Ex = –0.82. Более широкий круг аналогичных природных объектов приведен в статье (Войтеховский, 2018). Равенство c = 6 без асимптотики, в стиле кристаллографической правильности, известно нам в единственном природном объекте – пчелиных сотах.

Каждый плоский граф может быть расправлен в выпуклый полиэдр. То есть, c → 6 –инвариант для простых (в каждой вершине сходятся три грани) плоских графов и выпуклых полиэдров. Для последних (Войтеховский, Степенщиков, 2008 а, б) асимптотику c → 6 можно проследить на примерах: тетраэдр (f = 4, c = **3**), тригональная призма (5, **3.6**), куб (6, **4**), комбинация двух тетраэдров (8, **4.5**), куб + тетраэдр (10, **4.8**), пентагондодекаэдр (12, **5**), куб + октаэдр (14, **5.14**), куб + октаэдр + ромбододекаэдр (26, **5.54**)… Сквозь тенденцию проступает важный инвариант нашего мира, схваченный теоремой Эйлера.

Полигональное разбиение слабо искривленной поверхности не должно отличаться от плоского графа (иначе говоря, слабо искривленная поверхность гомеоморфна плоскости). В качестве примера авторами изучены 3 образца современного коралла *Favites sp*. В них кораллиты, нарастая на субстрат и тесня друг друга (конкурируя за пространство, как и в зоне геометрического отбора параллельно-шестоватых минеральных агрегатов), образуют полигональные разбиения условных аппроксимирующих поверхностей (рис. 2). Средние характеристики разбиений: Mo = 6, c = 5.98; σ = 0.97, As = –0.01, Ex = –0.50.

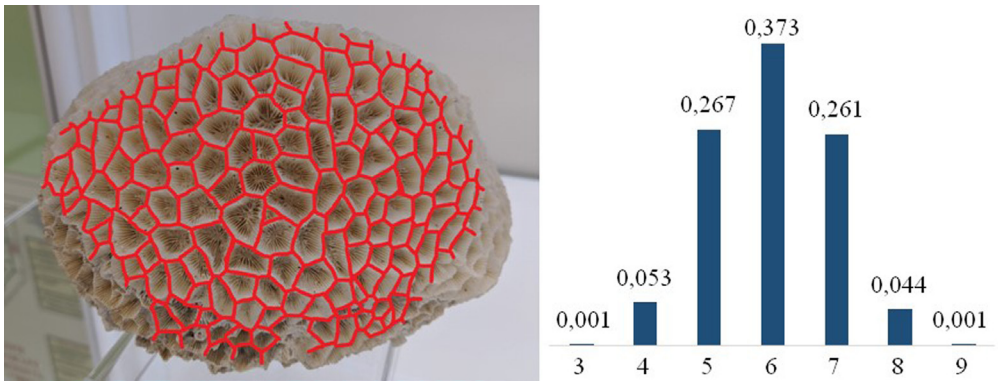


Рис. 2. Коралл *Favites sp*. Fig. 2. Coral *Favites sp*.

Гораздо более изогнутую поверхность предоставляет более высоко стоящий в иерархии природы обыкновенный одуванчик *Taraxacum officinale*. Отпечатки папиллусов, теснясь и образуя выпуклые перегородки, дают замечательное разбиение поверхности соцветия (рис. 3). Для одного образца получены характеристики разбиения: Mo = 6, c = 5.97; σ = 0.66, As = 0.03, Ex = –0.68.

Еще более изогнутую, квази-сферическую поверхность образует в возбужденном состоянии колючая рыба *Diodon holocanthus* (рис. 4). Принимая основания игл за точки и используя кристаллографическую технику триангуляций Делоне и дуальных построений по Вороному-Дирихле, авторы получили полигональные разбиения поверхностей для 8 образцов. Средние характеристики разбиений: Mo = 6, c = 5.97; σ = 0.58, As = 0.01, Ex = –0.17.

Фуллерены стали широко известны после синтеза стабильной молекулы C_{60} (рис. 5), положившей начало новому классу суперароматических соединений (Kroto *et al*., 1985), и присуждения в 1996 г. Х. Крото, Р. Керлу и Р. Смолли Нобелевской премии по химии. Но заметим, что еще в начале

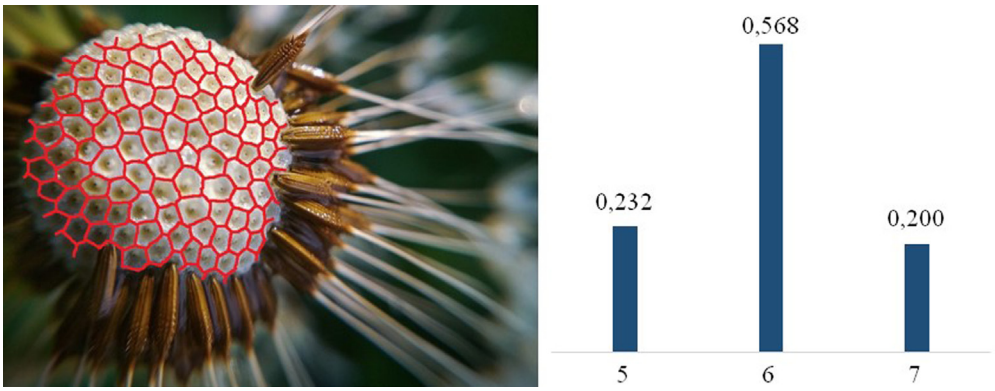


Рис. 3. Одуванчик *Taraxacum officinale*. Fig. 3. Dandelion *Taraxacum officinale*.

XX века те же ажурные структуры в скелетах *Radiolaria* увидел и зарисовал Э. Геккель (1902), затем их комбинаторную геометрию изучал Д'Арси У. Томпсон (Thompson, 1917), наконец, их физическую целесообразность (минимальный расход материала для охвата максимального объема при достаточной прочности конструкции) расчетом подтвердил Д.Д. Мордухай-Болтовской (1936). Позднее их распознали в пыльце растений, ценобиях зеленых водорослей *Volvocacea* и других биологических объектах.

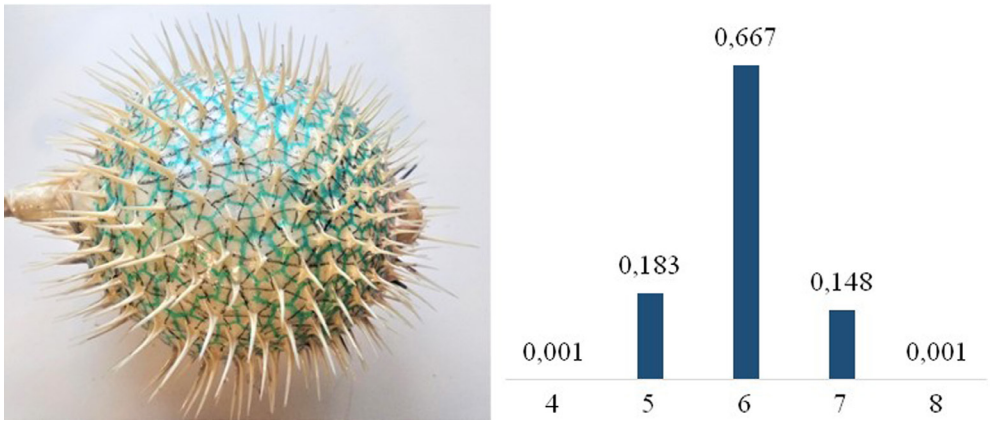


Рис. 4. Колючая рыба *Diodon holocanthus.* Fig. 4. Spiny fish *Diodon holocanthus.*

Но для этого пришлось расширить определение фуллерена с уникального икосаэдрического C_{60} (в нобелевском спектре был ешё явный пик C_{70}) до любого выпуклого простого полиэдра, на котором разрешены лишь пентагоны и гексагоны. Их замечательным свойством оказалось то, что пентагонов всегда 12, гексагонов – любое число от 0 (платонов додекаэдр) до ∞, кроме 1 (рис. 5).

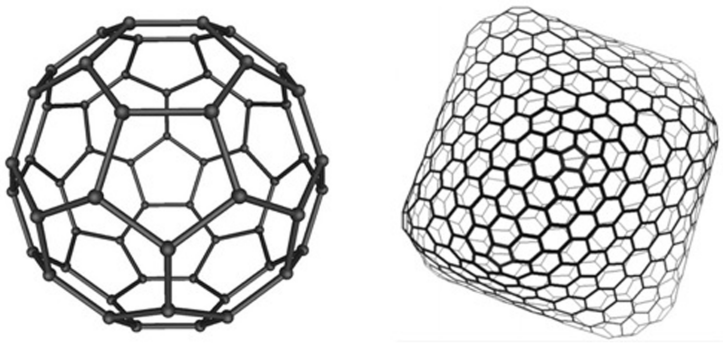


Рис. 5. Фуллерен C_{60} (слева) и C_{696} (справа). Fig. 5. Fullerene C_{60} (left) and C_{696} (right).

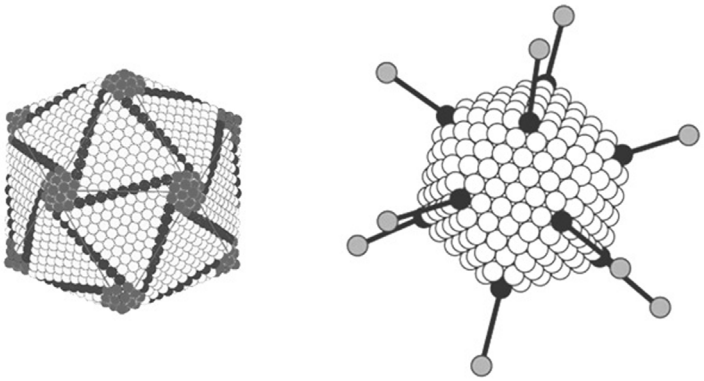


Рис. 6. Капсиды вирусов с симметрией Y (слева, иридовирус) и Y_h (справа, аденовирус).
Fig. 6. Capsids of the viruses with Y (left, *Iridoviridae*) and Y_h (right, *Adenoviridae*) symmetry.

У всякого простого полиэдра f = (v + 4) / 2. Поэтому формула для средней координации клетки (грани) преобразуется к виду: c = 6 – 24 / (v + 4). Для C_{60} получим c = 5.625, для C_{696} – 5.966. Она близка к 6 для еще более крупных фуллеренов (Степенщиков, 2016). Обзор их точечных групп симметрии в диапазоне C_{20} – C_{100} дан в каталогах (Войтеховский, Степенщиков, 2002, 2003).

Икосаэдрические вирусы, в том числе COVID-19, копируют структуру икосаэдра и дуального к нему додекаэдра. В первом приближении их капсиды имеют симметрии Y (без плоскостей симметрии) и Y_h (с плоскостями симметрии, рис. 6). Все отношения, найденные первыми исследователями (Crick, Watson, 1956; Caspar, Klug, 1962), переводятся на язык геометрии фуллеренов. Основные структурные единицы – пентоны (всегда 12) и гексоны (от 0 у бактериофага φX174 до пока не установленного предела в мегавирусах, кроме 1). Очевидно, здесь имеет место уже известная асимптотика c → 6. В статье (Войтеховский, 2020 а) дано представление многообразия икосаэдрических вирусов в форме сплетения их гомологических серий.

Известно, что икосаэдр и додекаэдр противоречат классической кристаллографии из-за наличия в них осей симметрии 5-го порядка. Между тем, Е.С. Федоров (1915) и В.В. Доливо-

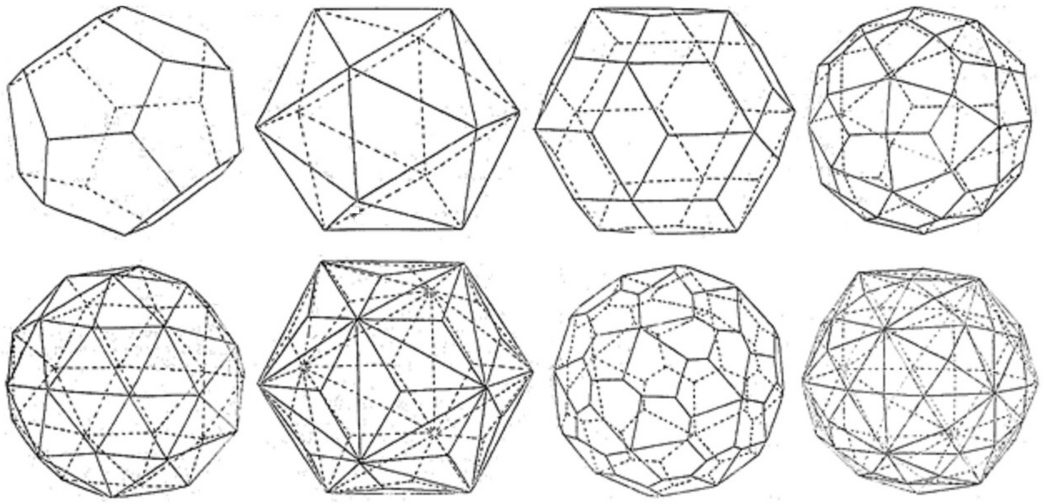


Рис. 7. Простые формы с точечными группами симметрии Y и Y_h, в скобках – число граней. Вверху: додекаэдр (12), икосаэдр (20), триаконтаэдр (30), тетрагонтриикосаэдр (60). Внизу: тригонпентадодекаэдр (60), тригонтриикосаэдр (60), пентагонтриикосаэдр (60, общая форма в Y), гексаикосаэдр (120, общая форма в Y_h).

Fig. 7. Simple forms with Y_h and Y point symmetry groups, the number of faces are in brackets. Top: dodecahedron (12), icosahedron (20), triacontahedron (30), tetragontriicosahedron (60). Bottom: trigonpentadodecahedron (60), trigontriicosahedron (60), pentagontriicosahedron (60, general form in Y), hexaicosahedron (120, general form in Y_h).

Добровольский (1924) всегда рассматривали их в кристаллографических работах в составе додекаэдро-икосаэдрической системы. Признание квази-кристаллов (Shechtman *et al*., 1984) полноправными кристаллами, активное изучение икосаэдрических вирусов и фуллеренов методами кристаллографии – все это побуждает нас к признанию икосаэдра и додекаэдра в составе додекаэдро-икосаэдрической сингонии (Войтеховский, 2020) с аксиальным I и планаксиальным I_h видами симметрии (рис. 7). В целом рассмотренные примеры приводят нас к выводу, что кроме материально-энергетического единства минеральных и биологических объектов есть более глубокие инварианты, обусловленные их вложением в 2D и 3D евклидовы пространства. В этом смысле они кристаллографичны (Галиулин, 2002). В нашем случае это число 6, проявляющееся как мода и асимптотически – как среднее в статистиках полигональных разбиений самых разных поверхностей. В чем же проявляется онтогенез? По-видимому, в отклонениях от инварианта (идеала), выражаемых в дисперсии, асимметрии, эксцессе… Заметим, что именно такой логике следует учение об онтогении минералов (Григорьев, 1961).

Литература

1. Войтеховский Ю.Л. Типизация неправильных пространственных разбиений // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 8. С. 46-50. doi: 10.19110/2221-1381-2018-8-46-50.
2. Войтеховский Ю.Л. Из опыта преподавания. III. Кристаллография икосаэдрических вирусов // Вестник геонаук. 2020 а. № 4. С. 40-44. doi:10.19110/geov.2020.4.6.
3. Войтеховский Ю.Л. Додекаэдро-икосаэдрическая система // Зап. РМО. 2020 б. № 6. С. 101-109. doi:10.31857/S0869605520060155.
4. Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г. Фуллерены С20 – С60: каталог комбинаторных типов и точечных групп симметрии. Апатиты. Изд-во: ЗАО «К & М». 2002. 55 с.
5. Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г. Фуллерены С62 – С100: каталог комбинаторных типов и точечных групп симметрии. Апатиты. Изд-во: ЗАО «К & М». 2003. 50 с.
6. Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г. Комбинаторная кристалломорфология. Кн. IV. Выпуклые полиэдры. Т. I. 4- … 12-эдры. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2008 а. 833 с.
7. Войтеховский Ю.Л., Степенщиков Д.Г. Комбинаторная кристалломорфология. Кн. IV. Выпуклые полиэдры. Т. II. Простые 13- … 16-эдры. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2008 б. 828 с.
8. Галиулин Р.В. Кристаллографическая картина мира // Успехи физ. наук. 2002. Т. 172. № 2. С. 229–233.
9. Геккель Э. Красота форм в природе. СПб Изд-во: Т-во «Просвещение». 1902. 120 с.
10. Григорьев Д.П. Онтогения минералов. Львов. Изд-во Львовского ун-та. 1961. 284 с.
11. Доливо-Добровольский В.В. Исследование додекаэдро-икосаэдрической системы // Зап. РМО. 1924. № 1. С. 169–181.
12. Мордухай-Болтовской Д.Д. Геометрия радиолярий // Уч. зап. Ростов-н / Д. гос. ун-та. 1936. № 8. С. 3-91.
13. Степенщиков Д.Г. Морфология и симметрия гигантских фуллеренов // Рос. нанотехно-логии. 2016. № 7-8. С. 47–50.
14. Федоров Е.С. Практикум по основным отделам кристаллографии. Петроград: Экон. типо-литография, 1915. 20 с.
15. Caspar D.L.D., Klug A. Physical principles in the construction of regular viruses // Cold Spring Harbor Symp. Quant. Biol. 1962. V. 27. P. 1–24.
16. Crick F.H.C., Watson J.D. Structure of small viruses // Nature. 1956. V. 177. P. 473-475. doi: 10.1038/177473a0.
17. Kroto H. W., Heath J. R., O'Brien S. C., Curl R. F., Smalley R. E. C60: Buckminsterfullerene // Nature. 1985. V. 318. P. 162–163. doi:10.1038/318162a0.
18. Shechtman D., Blech I., Gratias D., Cahn J. W. Metallic phase with long-range otientational order and no translational symmetry // Phys. Rev. Let. 1984. V. 53. N 20. P. 1951–1953. doi:10.1103/PhysRevLett.53.1951.
19. Thompson D'Arsy W. On Growth and Form. Cambridge: University Press, 1917.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 107–112

Геохимические особенности руд Au-Hg месторождений Калычанской металлогенической зоны (Северо-восточная Якутия)

Волков А.В., Галямов А.Л., Мурашов К.Ю.
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, tma2105@mail.ru

Аннотация. Au-Hg месторождения (Гал-Хая, Арбат, Пологое) и многочисленные рудопроявления Калычанской металлогенической зоны имеют типоморфные черты месторождений золота Карлинского типа (МЗКТ) в Неваде. Рассмотрены новые данные о геохимических характеристиках минерализации, которые использованы для облегчения сравнения с МЗКТ.
Ключевые слова: Арктическая зона, Якутия, Калычанская зона, Карлинский тип, месторождение, золото, руда, геохимические особенности.

The geochemical features of the ores of Au-Hg deposits of the Kalychan metallogenic zones (Northeast Yakutia)

Volkov A.V., Galyamov A.L., Murashov K.Yu.
Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, tma2105@mail.ru

Abstract. The Au-Hg deposits (Gal-Khaya, Arbat, Pologoe) and numerous ore occurrences of the Kalychan metallogenic zone have typomorphic features of the Carlin type gold deposits (CTGD) in Nevada. New data on the geochemical characteristics of the mineralization are considered, which are used to facilitate comparison with CTGD.
Keywords: Arctic zone, Yakutia, Kalychan zone, Carlin type, gold, deposit, ore, geochemical features.

Введение

Месторождения (Гал-Хая, Арбат, Пологое) и многочисленные рудопроявления (Au-As-Sb-Hg) расположены в 80 км южнее пос. Депутатский, в междуречье Уяндины и Селенняха, в Арктической зоне Республики Саха (Якутия) (рис. 1, врезка).

Месторождения имеют типоморфные черты МЗКТ в Неваде (Поспелов и др., 2002): карбонатно-терригенные вмещающие породы; структурный контроль минерализации надвигами; метасоматические изменения включают: декарбонизацию, окварцевание (джаспероиды), аргиллизацию и сульфидизацию; геохимические индикаторы Au, As, Hg, Sb, Tl (Волков, Сидоров, 2016). Однако они отличаются от МЗКТ меньшим масштабом; незначительным развитием джаспероидов и аргиллизитов; более широким распространением доломитизация; слабой золотоносностью коры выветривания и зоны окисления рудных тел (Суплецов, Оксман, 2000; Поспелов и др., 2002; Егоров, 2006).

В результате анализа геофизических моделей земной коры выявлено сходство геодинамических обстановок формирования невадийских и калычанских МЗКТ, что подтверждает хорошие перспективы открытия крупных месторождений в этом арктическом районе Якутии (Волков и др., 2020).

В настоящей статье рассмотрены новые данные о геохимических особенностях руд месторождений Арбат и Пологое, которые использованы для облегчения сравнения с МЗКТ.

Геология месторождений Калычанской зоны

Au-Hg месторождения и многочисленные рудопроявления расположены в Калычанской кулисе (рис. 1) Селеняхской металлогенической зоны (СМЗ), вытянутой в северо-западном направлении вдоль Омулевского террейна, сложенного преимущественно нижне- и среднепалеозойскими карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями, которые несогласно перекрыты верхнеюрскими вулканогенно-осадочными образованиями Уяндино-Ясачненского пояса (Тектоника..., 2001).

С запада и севера СМЗ ограничена Нальчанским и Полоусненским надвигами, по которым палеозойские карбонатные толщи надвинуты и перекрывают мезозойские терригенные породы Поло-

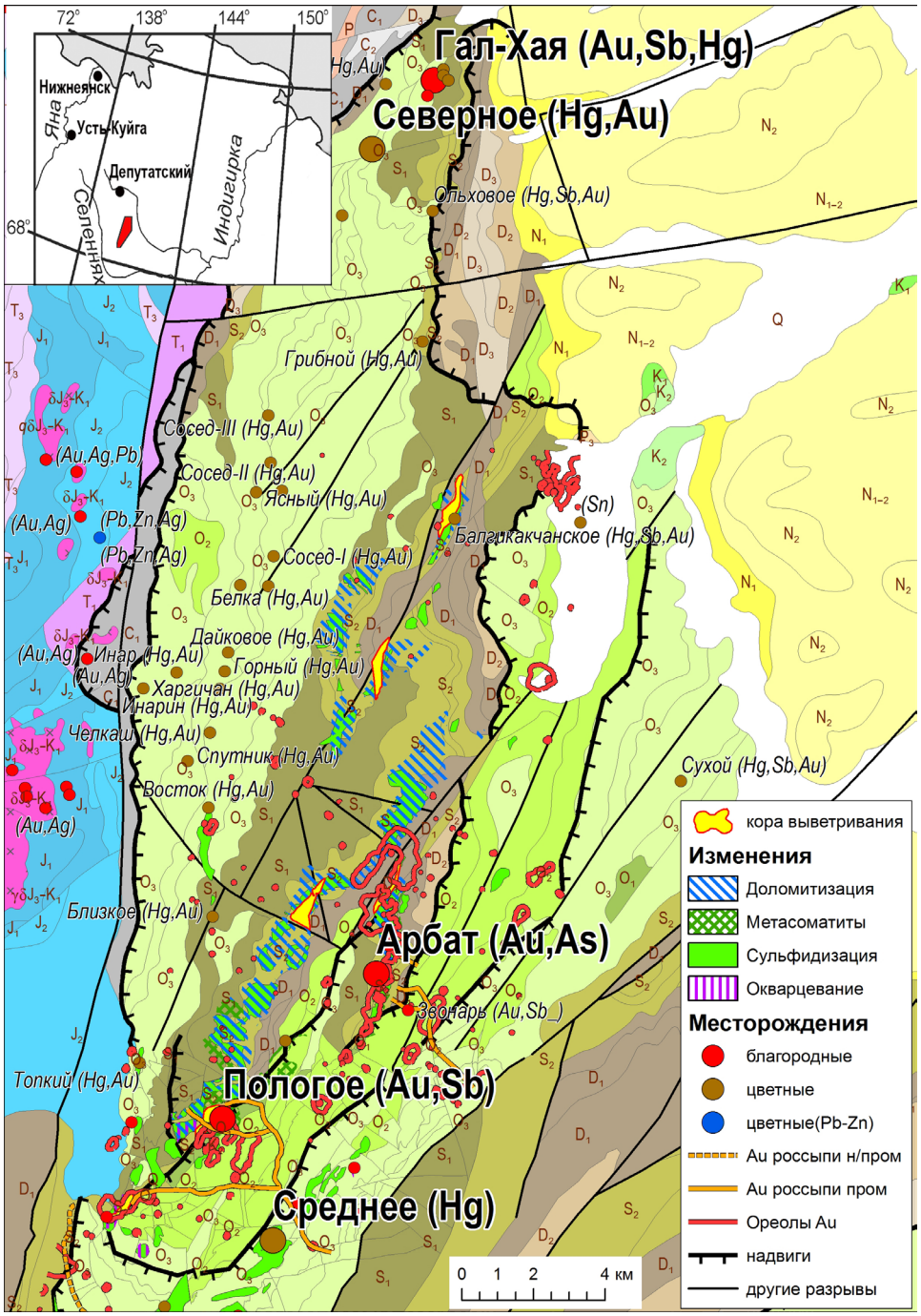


Рис. 1. Геолого-металлогеническая карта Калычанской зоны.

Fig. 1. Geological and metallogenic map of the Kalychan zone.

усненской складчатой зоны. Складчато-надвиговые структуры Селенняхского аллохтонного блока прорваны гранитными массивами Северного батолитового пояса и дайками долеритов позднемезозойского возраста (Тектоника..., 2001).

Месторождения, как правило, локализованы в сводах и крыльях сжатых коробчатых антиклиналей, разбитых на блоки разноплановыми тектоническими нарушениями. Дорудные дайки субмеридианального простирания представлены диабазовыми порфиритами и габбро-диабазами. Поздние дайки кайнотипного облика образованы эссекситами, камптонитами и мончикитами (Тектоника..., 2001). Месторождения Арбат и Пологое размещаются вдоль Калычанской системы правых сдвигов (рис. 1), которая разделяет северо-западную и юго-восточную зоны складчато-надвиговых дислокаций (Третьяков и др., 2013).

Площадь месторождения Арбат совпадает с меридиональным выходом доломитов рябининской свиты верхнего силура, которые слагают тектонический блок (протяженностью 6000 м при ширине 200-500 м), с запада и востока ограниченный взбросо-сдвиговыми разломами. В составе свиты преобладают массивные доломиты замещения, от мелкозернистых до средне- и крупнозернистых, часто с брекчиевой и брекчиевидной текстурой. Вмещающие породы интенсивно метасоматически изменены (пиритизация, доломитизация, окварцевание, аргиллизация) и сопровождаются геохимическими Au-As-Sb-Hg аномалиями. На месторождении установлено более 10 рудоносных зон интенсивной трещиноватости, дробления и брекчирования, в которых золотая минерализация ассоциирует с джаспероидами, аргиллизитами, гидроокислами железа, аурипигментом, реальгаром и киноварью. В рудных телах, границы которых определяются только по опробованию, распространена тонкая вкрапленность золота, часто присутствующая в сульфидах. По химическому составу руды аналогичны вмещающим породам – доломитам рябининской свиты. Метасоматический кварц распространен неравномерно, содержание его достигает 1-2 и более %. Средние содержания золота в рудах 1.07-2.59 г/т (Егоров, 2006). Рудные минералы представлены пиритом, марказитом, антимонитом, киноварью, золотом.

Месторождение Пологое сложено терригенно-карбонатными породами ордовика, которые надвинуты на доломиты силура. Минерализация контролируется Калычанским взбросо-сдвигом северо-восточного направления с оперяющими его субмеридиональными взбросами. Отмеченные разломы имеют крутое юго-восточное падение. В этой зоне разломов выявлены две крупные линзы метасоматически переработанных доломитов рябининской свиты, вмещающих рудные тела с золотосурьмяной минерализацией. По падению и простиранию рудных тел отмечается увеличение мощностей, что обусловлено образованием зон растяжения и брекчирования за счет флексурных перегибов в плоскости разлома. Рудные тела характеризуются крайне неравномерным распределением сульфидной минерализации в виде жил, линз и гнезд. Рудные минералы представлены золотом, антимонитом, пиритом, арсенопиритом.

Геохимические особенности руд

В основу исследований геохимических особенностей руд рассматриваемых месторождений были положены новые данные, полученные методами масс-спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (ISP–MS) и рентгенфлуоресцентного анализа, которые выполнялись в аналитической лаборатории ИГЕМ РАН (Аналитики А.И. Якушев и Я.В. Бычкова).

Результаты анализа микроэлементов в рудах представлены на диаграмме (рис. 2), где они нормированы по отношению к средним значениям для верхней коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Как следует из рис. 2, руды характеризуются явным обогащением халькофильными микроэлементами Au, Ag, As, Sb, Hg и незначительно обогащены Pb и W по сравнению со средними значениями верхней коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Кроме того, руды месторождения Пологое заметно обогащены Te и Se (рис. 2). Коэффициенты обогащения варьируют от нескольких – до тысяч и сотен тысяч раз (рис. 2), что свидетельствует о геохимическом сродстве микроэлементов и их синхронном участии в рудообразовании. Обогащенность арбатских руд W и Mo, а руд месторождения Пологого Te (рис. 2) может указывать на участие в рудообразовании магматического флюида (Kun et al., 2014).

Известно, что гидротермальные флюиды, обогащенные Cl, эффективно концентри-руют легкие РЗЭ, но бедны тяжелыми РЗЭ, так что значения отношений Hf/Sm, Nb/La и Th/La, как правило, меньше, чем 1; а флюиды, обогащённые F, синхронно концентрируют легкие и тяжелые РЗЭ, у которых значения Hf/Sm, Nb/La и Th/La обычно больше чем 1 (Oreskes, Einaudi, 1990). По аналитическим данным, руды изученных месторождений явно обогащены легкими- и обеднены тяжелыми РЗЭ (рис. 3), со значениями Hf/Sm, Nb/La и Th/La значительно меньше 1. Таким образом, можно заключить, что рудообразующие флюиды принадлежали $NaCl–H_2O$ гидротермальной системе, обогащенной Cl относительно F.

Величина отношения Co/Ni в рудах не превышает 0.2, что характерно для гидротермальных флюидов низкотемпературных гидротермальных флюидов метеорного происхождения (Kun et al., 2014).

Возможность, эффективного использования отношения Y/Ho для оценки происхождения рудообразующих флюидов показано в работах (Jones, Manning, 1994; Monecke et al., 2002). В изученных рудах значения отношения Y/Ho в среднем составляет 32 и попадает в диапазон отношений, характерных для современных гидротермальных флюидов задуговых бассейнов (Jones, Manning, 1994; Monecke et al., 2002).

Состав и нормированные на хондрит спектры РЗЭ руд месторождения Пологое показаны на рисунке 3*а*. Аналитические данные позволили установить, что сумма РЗЭ в рудах в несколько раз ниже, чем в хондритах и верхней коре (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). В спектре РЗЭ изученных руд преобладают легкие «гидрофильные» лантаноиды «цериевой» группы (Жариков и др. 1999; Минеев, 1974).

Нормированные на хондрит – РЗЭ руд образуют слегка наклонные спектры (за исключением пробы пол-471 – кварц-сульфидная жила), которые явно обогащены легкими РЗЭ и обеднены тяже-

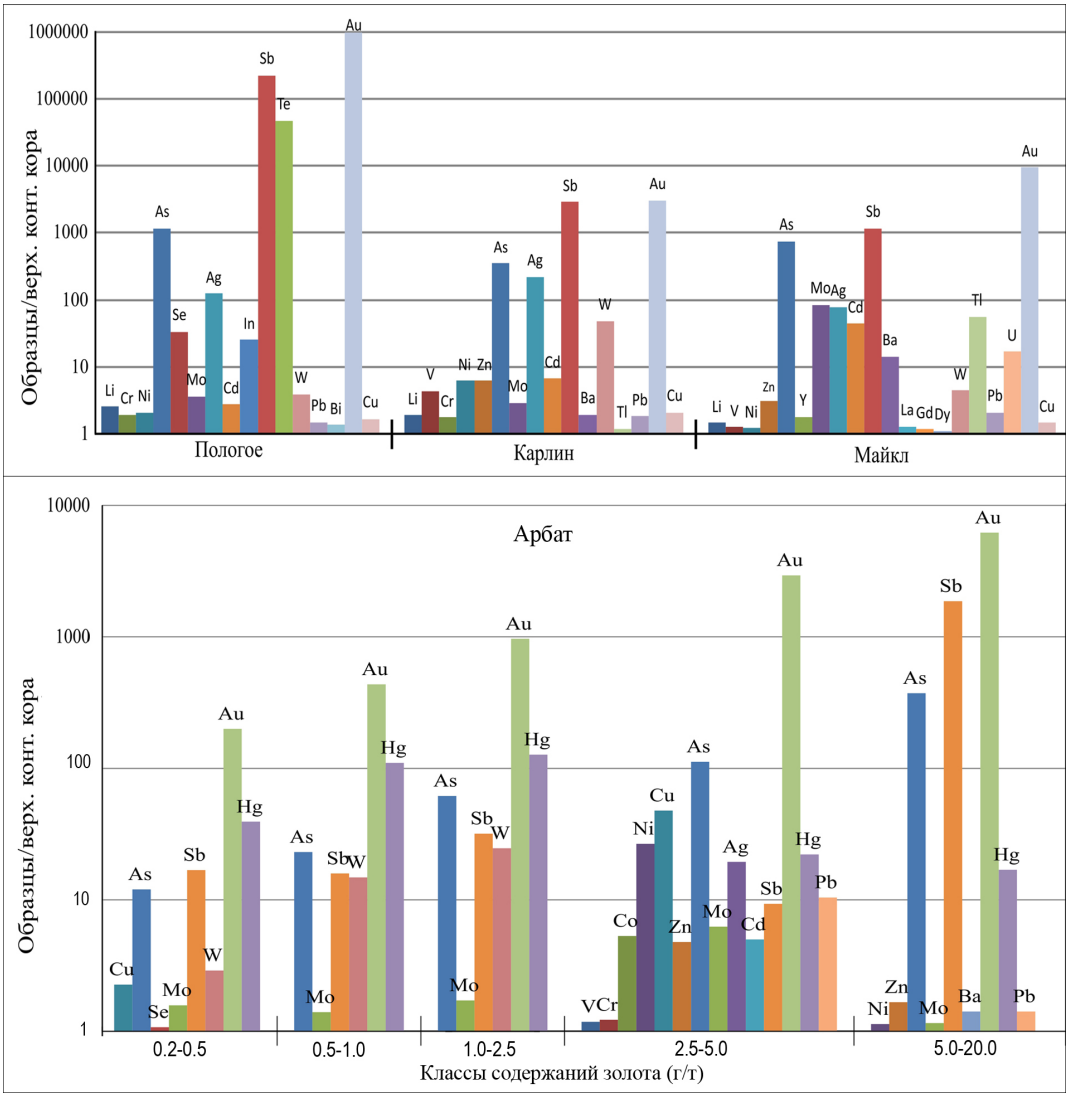


Рис. 2. Микроэлементы в рудах Au–Hg месторождений Калычанской металлогенической зоны (Пологое, Арбат) и Карлинского тренда (Карлин, Майкл), нормированные по отношению к средним значениям для верхней коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

Fig. 2. Trace elements in the ores of the Au–Hg deposits of the Kalychan metallogenic zone (Pologoe, Arbat) and the Carlin trend (Carlin, Meikle), normalized with respect to the average values for the upper crust (Taylor, McLennan, 1988).

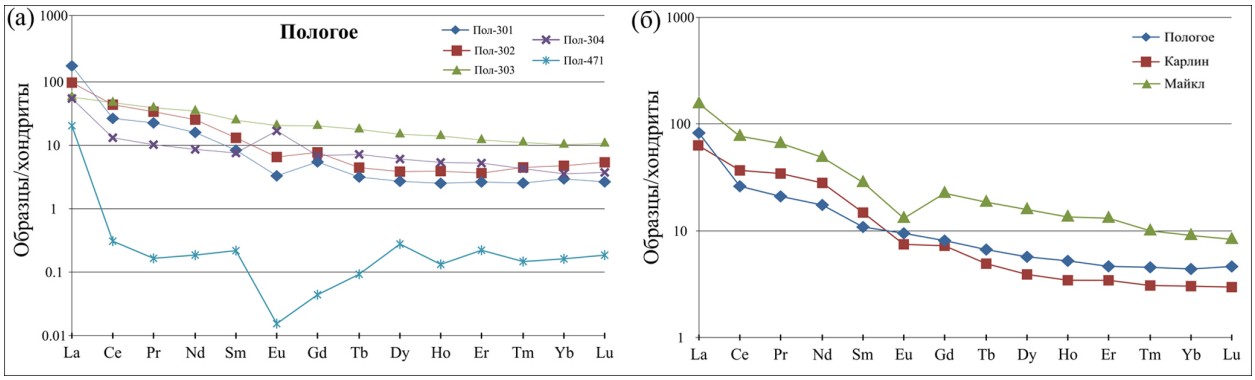


Рис. 3. Распределение РЗЭ в рудах: а – месторождения Пологое (Калычанская зона и б – Карлинского тренда (Карлин, Майкл), нормированных по хондритам (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 3. Distribution of REE in ores: a – Pologoe deposit (Kalychan zone) and b – Carlin trend (Carlin, Meikle), normalized by chondrites (McDonough, Sun, 1995).

лыми РЗЭ (рис. 3 а). В жильных рудах (пол-471) содержание РЗЭ резко падает, синхронно с уменьшением породообразующих составляющих руд и привносом гидротермальной минерализации. В среднем содержание РЗЭ в рудах составляет 52.59×10^{-6}. Обогащенность спектра легкими РЗЭ ($La_N/Yb_N = 44.57$, $\sum LREE/\sum HREE = 16.15$) сопровождается пологим спектром HREE ($Gd_N/Yb_N = 1.55$).

Eu и Ce аномалии рассматриваются как маркеры окислительно-восстановительной среды. В рудах месторождения Пологое установлены отрицательные аномалии ($\delta Ce = 0.44$) и ($\delta Eu = 0.79$), указывающие на кислую среду рудоотложения (Kun et al., 2014).

Заключение

В заключении отметим, что изученные геохимические особенности поведения микроэлементов и РЗЭ в рудах позволяют сделать ряд выводов. Полученные результаты указывают на связь рудообразования с метасоматическими изменениями вмещающих карбонатно-терригенных толщ, которые могли служить основным источником микроэлементов и РЗЭ для рудообразующих флюидов.

Руды изученных месторождений Калычанской зоны и Карлинского тренда (Карлин и Майкл) характеризуются сходным набором геохимических индикаторов: Au, As, Hg, Sb (рис. 2). Вместе с тем, калычанские руды заметно обеднены Tl и Ba (рис. 2).

В рудах месторождения Пологое выявлены отрицательные аномалии европия и низкие концентрации суммы редкоземельных элементов, что характерно для метаморфогенных флюидов (Monecke et al., 2002). Обогащенность W, Mo и Te говорит об участие в рудообразовании магматического флюида, который мог накладываться на раннюю метаморфогенную минерализацию.

Наклонные и пологие участки спектра РЗЭ руд месторождения Пологое сходны с таковыми для руд месторождений Карлинского тренда (рис. 3 б). Полученные результаты корреспондируют с метаморфогено-магматогенной моделью формирования МЗКТ (Muntean, et al., 2011). Приведенная в статье информация имеет большое значение для региональных прогнозно-металлогенических построений, поисков и оценки месторождений золота.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-70001, Ресурсы Арктики).

Литература

1. Волков А.В. Сидоров А.А. Геолого-генетическая модель месторождений золота Карлинского типа // Литосфера. 2016. № 6. С. 145–165.
2. Волков А.В., Галямов А.Л. Геофизическая модель земной коры, геодинамические обстановки и перспективы открытия месторождений золота Карлинского типа в арктической зоне Республики Саха (Якутия) // Арктика: Экономика и Экология. 2020. Т. 37. № 1. С. 82–94.
3. Жариков В.А., Горбачев Н.С., Латфутт П. и др. Распределение редкоземельных элементов и иттрия между флюидом и базальтовым расплавом при давлениях 1–12 кбар (по экспериментальным данным) // ДАН. 1999. Т. 366. № 2. С. 239–241.

4. Егоров А.Ю. Золотое оруденение карлинского типа на северной и восточной окраинах сибирской платформы // Региональная геология и металлогения. 2006. № 27. С. 88–102.
5. Минеев Д.А. Лантаноиды в рудах редкоземельных и комплексных месторождений. М. Изд-во: Наука. 1974. 237 с.
6. Поспелов И.И., Буянкин А.Г., Краснов А.Н. Геодинамические условия формирования и перспективы поисков золоторудных месторождений типа Карлин в северо-восточной Якутии // Вестник Госкомгеологии РС(Я). 2002. № 2. С. 14–18.
7. Суплецов В.М., Оксман В.С. Золотортутные месторождения невадийского типа в карбонатных породах Сакынджинского рудного узла (Якутия) // Отеч. Геология. 2000. № 5. С. 10–15.
8. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М. Изд-во: Мир. 1988. 384 с.
9. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) // Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. М. Изд-во: МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001. 571 с.
10. Третьяков Ф.Ф., Прокопьев А.В., Васильев Д.А. Тектонические условия образования структур Сакынджинского рудного района (Селенняхский кряж, Восточная Якутия) // Отечественная геология. 2013. № 5. С. 58–67.
11. Jones B., Manning D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // Chem. Geol. 1994. V. 111. P. 111–129.
12. Kun L., Ruidong Y., Wenyong Ch. et al. Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province, China // Chin. J. Geochem. 2014. V. 33. P. 109–118.
13. McDonough W.F., Sun S.S. The Composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. P. 223–253.
14. Monecke T., Kempe U., Gotze J. Genetic significance of the trace element content in metamorphic and hydrothermal quartz: a reconnaissance study // Earth. Planet. Sci. Lett. 2002. V. 202. P. 709–724.
15. Muntean J.L., Cline J.S., Simon A.C., Longo A.A. Magmatic hydrothermal origin of Nevada's Carlin-type gold deposits // Nature Geosc. 2011. № 4. P. 122–127.
16. Oreskes N., Einaudi M.T. Origin of rare-earth element enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia. // Econ. Geol. 1990. V. 85. № 1. P. 1–28.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 113–118

Изотопно-геохимические данные фенитизированных карбонатных пород быстринской серии (рифей) Среднего Тимана

Голубева И.И. [1], Смолева И.В. [1], Леденцов В.А. [2]
[1] ФИЦ Институт Коми НЦ УрО РАН, IIGolybeva2@yandex.ru
[2] АО «Боксит Тимана», ledencov_victor@mail.ru

Аннотация. Фенитизация карбонатных пород на Среднем Тимане связана с карбонатитовым магматизмом. В карбонатные породы щелочными растворами привносится титан, ниобий, ванадий, хром, скандий, медь, барий, иттрий и редкоземельные элементы. Привносимые элементы в породе выступают как минерализующие компоненты или как элементы примеси. Изотопные показатели углерода и кислорода при гидротермально-метасоматическом преобразовании меняются в сторону облегчения, что предполагает воздействие эндогенных растворов.
Ключевые слова: Средний Тиман, карбонатные породы, рифей, фенитизация, геохимия, изотопия.

Isotope-geochemical features of fenitized carbonate rocks (Riphean) of the Middle Timan

Golubeva I.I. [1], Smoleva I.V. [1], Ledentsov V.A. [2]
[1] Instiiute of Geology FRC SC UB RAS, Syktyvkar, IIGolybeva2@yandex.ru
[2] Joint-stock Company «Timana bauxite», ledencov_victor@mail.ru

Abstract. Fenitization of carbonate rocks in the Middle Timan is associated with carbonatite magmatism. The alkaline solutions bring titanium, niobium, vanadium, chromium, scandium, copper, barium, yttrium and rare earth elements into carbonate rocks. The added introduced elements in the rocks are mineralizing components or are impurity elements. The isotopic indicators of carbon and oxygen during hydrothermal-metasomatic transformation are changed towards lightening due to the influence of endogenous solutions.
Key words: Middle Timan, Riphean, fenitization, carbonate rocks, geochemistry, isotopy.

Введение

Фенитизированные карбонатные породы, являющиеся довольно редкими образованиями, были обнаружены на Среднем Тимане в 70-х годах прошлого столетия при разведке Верхне – Щугорского бокситового месторождения (рис. 1 а) и поисковых работ на фосфориты. Фенитизированные карбонатные породы послужили материнскими породами для латеритных кор выветривания бокситового типа. Фенитизации подверглась толща пород доломит-кальцитового состава, относимая к быстринской серии позднего рифея. Глубина процессов фенитизации не установлена, также не известны их проявления по простиранию из-за залесенности региона. Изучение пород активно проводилось в 80-х годах (Беляев,1983; Лихачев, 1988, Костюхин 1987, Степанеко, 1988). Основными щелочными минералами являются альбит и калиевый полевой шпат. С полевыми шпатами эпизодически ассоциируют эгирин (реже рибекит) и магниево-железистая слюда. Фенитизация карбонатных пород связана с субвулканическими поздними карбонатитами кальцит – анкерит – сидеритового состава с редкоземельно-сульфидной минерализацией (Костюхин, 1987). Фенитизации подверглись не только карбонатные породы, но и вмещающие силициты того же возраста, представленные кварцевыми песчаниками и алевролитами. Процессы карбонатитообразования и последующей фенитизации довольно значительно растянуты по времени. Установлено, что карбонатиты имеют возраст около 600 ± 5 млн. лет, процессы фенитизации прошедшие в кварцитовых толщах прошли в период 566-520 млн., а в карбонатных – 488 ± 12 млн. лет. (Костюхин , 1987; Лихачев, 1993; Удоратина , 2014).

Фактический материал и методы исследования

Фактическим материалом послужил разрозненный разведочный керн, хранившийся в кернохранилищах заброшенных геологических поселков. Нередко этикетки с обозначением скважин

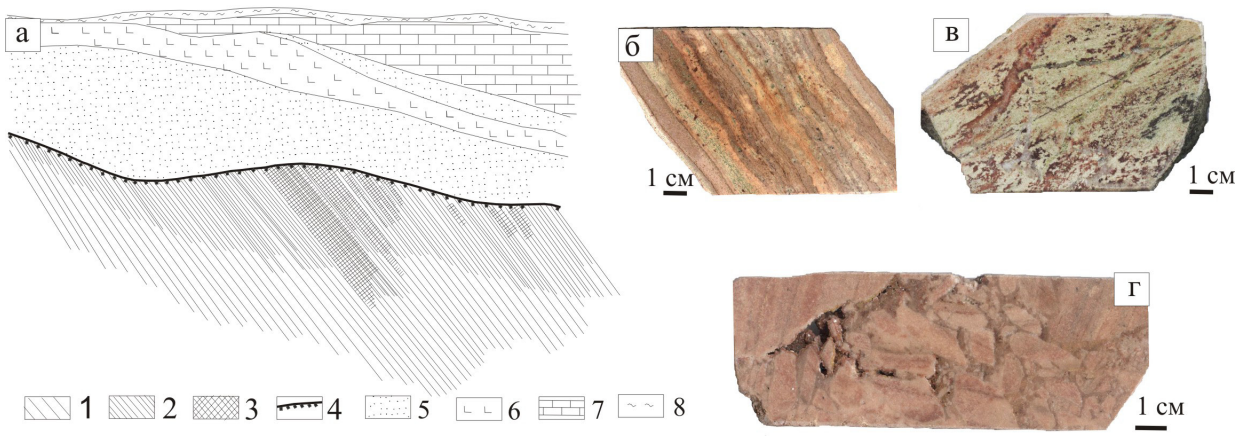


Рис. 1. Фенитизированные карбонатные породы.
a – Генерализованный разрез Верхне-Щугорского бокситового месторождения (Беляев, 1983): 1 – фенитизированные карбонатные породы (R3); 2 – продукты выветривания фенитизированных пород; 3 – бокситы (D 3); 4 – продукты вторичного переотложения; 5 – терригенные породы (D3); 6 – базальты и их туфы (D3); 7 – известняки и доломиты (C1-3); 8 – четвертичные отложения; b – фенитизированная карбонатная порода с полосчатой структурой; c – эгиринсодержащий фенит; d – брекчиевая структура фенитизированной карбонатной породе.

Fig. 1. Fenitized carbonate rocks.
a – Generalized section of the Verkhne-Shchugorsky bauxite deposition (Belyaev, 1983): 1 – fenitized carbonate rocks(R3); 2 – weathered fenitized rocks; 3 – bauxite (D 3); 4 –secondary redeposition rocks; 5 – terrigenous rocks (D3); 6 – basalts, tuffs (D 3); 7 – limestones (C 1 -3); 8 – quaternary deposition; b – fenitized carbonate rock with banded structure; c – fenit with egerin; d – breccia structure of fenitized carbonate rock.

со временем теряются, поэтому керн в таком случае утрачивает свою значимость. На сегодняшний день кернового материала осталось мало из-за интенсивного в свое время его изучения. Кроме керна имеется материал из небольшого коренного обнажения мощностью около 60 см. Элементный состав пород определялся методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре ELAN 9000 (PerkinElmer Instruments) (ИГиГ УрО РАН, Екатеринбург). Определение изотопного состава углерода в породах было выполнено на масс-спектрометре Finnigan Delta V Advantage (Thermo Fisher Scientific), соединенном с элементным анализатором EA 1112 посредством интерфейсного блока ConFlow IV (система EA-IRMS) в ИГ Коми НЦ УрО (г. Сыктывкар)

Геохимические особенности фенитизированных карбонатных пород

Карбонатные породы в разной степени подверглись гидротермально-метасоматическим преобразованиям. В слабо измененных породах наблюдаются брекчиевые структуры с развитием доломитовых кристаллических щеток в кавернах (рис. 1 d) и жил перекристаллизованного карбоната (рис. 3 b). При этом первичная кристаллическая структура доломитовых карбонатов сохраняется. На данной стадии преобразования пород характерна пиритовая и титановая минерализация. Титановая минерализация в виде рутила характерна для всех измененных пород, не зависимо от степени их преобразования. Рутил развивается даже в тех породах, где содержание титана ниже кларкового (табл. 1). Фенитизированные породы в большинстве случаев имеют полосчатую текстуру, унаследованную от первичной осадочной слоистости (рис. 1 b). Помимо полосчатых текстур, наблюдаются линзовидно-полосчатые и пятнисто-полосчатые (рис 1 d). Метасоматическое минералообразование выявляет первичную осадочную слоистость, обусловленную просачиванием щелочных флюидов вдоль реликтовых плоскостей осадочного напластования. Другие типы текстур образуются за счет деформации метасоматизированных слоев, смятия их в микроскладки или разрушения целостности слоя. Полевые шпаты образуют мелкозернистые агрегаты в виде слойков с мощностью менее одного миллиметра или кристаллизуются в виде рассеянных крупных гипидиоморфных кристаллов размером 1.0-3.0 мм. В наименее фенитизированных породах полевые шпаты представлены еди-

ничными зернами, в случае увеличения их количества до 60-70 %, появляется эгирин. Эгирин кристаллизуется в виде игольчатых кристаллов, собранных в виде звездчатых агрегатов. В наиболее метасоматизированных породах появляется ниобиевый рутил, колумбит, торит, бастнезит, титанит, апатит, монацит, барит, гиалофан. Помимо постоянно присутствующего пирита, кристаллизуются следующие сульфиды: халькопирит, молибденит, сфалерит, галенит, халькозин., борнит, виттихелит (Cu_3BiS_3), карролит ($CuCo_2S_2$), герсдорфит (NiAsS) (Беляев и др., 1983; Степаненко и др., 1988; Голубева, 2020 и др.). Особенности минералогического состава отражаются в геохимической специфике фенитизированных карбонатных пород.

Таблица 1 Содержание (в г/т) элементов- примесей в фенитизированных карбонатных породах.
Table 1 Content (ppm) of elements in fenitized carbonate rocks.

	71–2	3–2	56а–2	58	59–146	59–41/9	60–1	64–77	65–40	67–66	20–14	20–13б	2013
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ti	150	300	500	90	2800	110	110	500	400	600	400	600	2400
V	8.0	50.0	4.0	7.0	190	10.0	9.0	10.0	8.0	8.0	12.0	13.0	40.0
Nb	3.9	9.0	23.0	23.0	150	6.0	4.0	2.5	1.9	31.0	1.3	2.5	8.0
Cr	29.0	28.0	29.0	18.0	280.0	16.0	21.0	10.0	8.0	21.0	9.0	10.0	27.0
Sc	3.6	10	4.1	2.2	17	2.8	3.8	3.4	2.1	2.6	3.7	3.8	8.0
Co	2.3	100	9	2	22	17	1.6	51	4	15	2.7	9	90
Ni	24	22	32	14	110	20	14	30	14	29	12	2.7	9
Cu	3.7	500	15.9	5	32	10	6	70	6	120	3.8	1.2	2.6
Zn	11	6	20	2.1	80	8	4	6	500	12	13	10	30
As	0.4	2.2	10.6	0.25	1.3	0.34	0.41	1.18	4.1	3.2	1.0	0.62	0.5
Y	17	90	10	19	23	30	24	26	5	16	13	21	22
Th	0.8	4.8	2.9	3.7	7.0	3.0	3.1	1.3	0.69	1.4	1.0	1.1	5.0
Ba	4.0	490	280	19	80	110	23	6	2,2	5	8	11	14

Примечание: Щугорский участок бокситового месторождения – столбцы 1–10; обнажение на реке Светлая – столбцы 11 - 12; разведочный керн на фосфатные коры выветривания – столбец 13.

Независимо от степени фенитизации, характер распределения редкоземельных элементов (рис. 2 а) в породах практически одинаковый, за исключением одного образца (обр. 59-146), представленного наиболее фенитизированной карбонатной породой с полевыми шпатами в количестве до 60 % и эгирином. График распределения редкоземельных элементов в эгиринсодержащем фените характеризуется меньшим отрицательным уклоном за счет присутствующего в породе пироксена, обогащенного тяжелыми лантаноидами. Количество редкоземельных элементов в породе зависит от степени метасоматических преобразований. Наименее низкие содержания (10.9 г/т) отмечаются в породе с гидротермальными жилками перекристаллизованного карбоната, без пропитывания щелочными флюидами, приводящими к образованию полевых шпатов. В преобразованных метасоматозом породах количество редкоземельных элементов увеличивается в несколько раз (70.87-86.8 г/т). На спайдер-диаграмме (рис. 2 b) представлены наиболее распространенные элементы примеси в фенитизированных карбонатных породах, нормированные на кларки карбонатных пород по А.А. Беусу (Перельман, 1989). Сопряженное изменение элементов Ti и Nb объясняется тем, что в гидротермально- метасоматизированных карбонатных породах, не зависимо от количества титана, кристаллизуется рутил. В гидротермально измененных породах рутил представлен в виде отдельных мелких кристалликов, в породах подвергшихся щелочному метасоматозу появляются многочисленные сагенитовые рутиловые агрегаты с пойкилитовыми включениями карбоната. В наиболее фенитизированных разностях рутил укрупняется в размерах и обнаруживает значительную примесь Nb. Так как основным носителем ниобия является рутил (Беляев и др., 1983; Степаненко и др. , 1988), то во всех породах, независимо от степени их фенитизации, ниобий превышает кларковые значения.

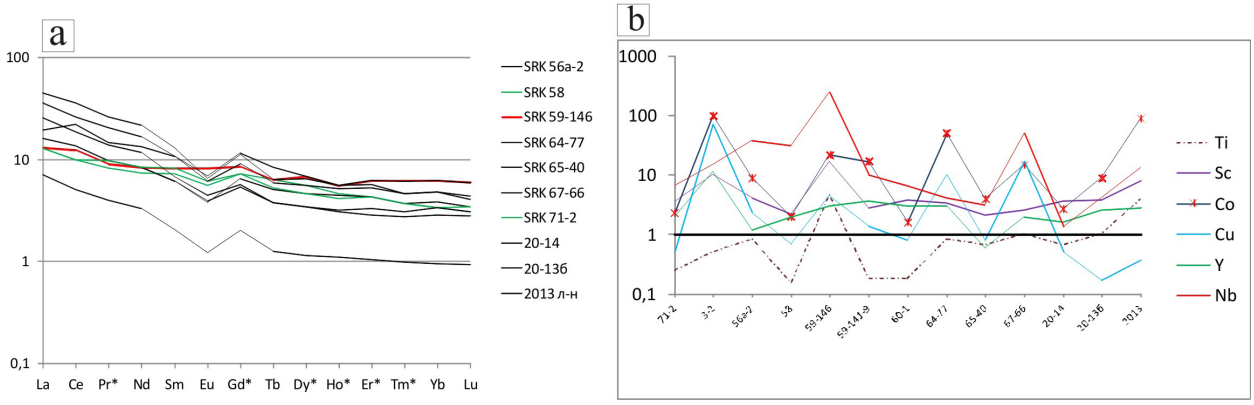


Рис. 2. Геохимические характеристики фенитизированных карбонатных пород.
a – спектр редкоземельных элементов, нормированных к хондриту; b – спайдер-диаграмма элементов-примесей, нормированных на кларки осадочных карбонатных пород.

Fig. 2. Geochemical characteristics of fenitized carbonate rocks.
a – spectrum of rare earth elements normalized to chondrite; b – spider diagram of trace elements normalized to clarkes of sedimentary carbonate rocks.

Более того, было установлено наличие Nb и в эгирине (Лихачев, 1993), что также повлияло на высокие содержания данного элемента в породе. Наиболее высокие значения Ti (2800 г/т) и Nb (150 г/т) обнаружены в полевошпатовых метасоматитах с эгирином (табл. 1). Повышенные значения ванадия (190 г/т) и хрома (280 г/т) обусловлено присутствием их в качестве примеси в рутиле. Минерализация таких сульфидов, как борнит, халькопирит, халькозин, карролит, виттихенит объясняет геохимическую специфику пород на медь. Количество меди может достигать до 500 г/т. Вышекларковые значения иттрия практически во всех образцах объясняется присутствием торита, монацита и бастнезита. Иттрий был обнаружен и в титаните. Таким образом, фенитизированные карбонатные породы специализируются на такие элементы, как Ti; Nb; V; Cr; Sc; Cu и Y. В породе установлены достаточно высокие содержания Ni (до 110 г/т), за счет кристаллизации никелевого минерала герсдорфита (NiAsS). В качестве примеси никель был обнаружен и в пирите. Остается пока неясной геохимическая специализация пород на скандий, так как его минералы пока не были найдены. Предыдущие исследования выявили примесь скандия в ниобиевом рутиле и эгирине (Лихачев, 1993), что подтверждается высоким содержанием данного элемента (до 17 г/т) именно в наиболее метасоматизированной породе (обр. 59-146; табл. 1). Высокие концентрации Ba (до 490 г/т) в фенитах обусловлены кристаллизацией барита и калий-бариевого алюмосиликата гиалофана.

Для сравнения изотопных характеристик $\delta^{13}C$ и $\delta^{13}O$ в фенитизированных карбонатных породах, на сводной диаграмме изотопного состава эндогенных, экзогенных и гидротермально-метасоматических измененных пород помещены данные карбонатитов Среднего Тимана (рис 3 a), так как последние являются источником щелочных флюидов. Карбонатитовый расплав-раствор, как известно, в связи высокой флюидонасыщенностью последовательно переходит в гидротермальный раствор. Это отражается в изотопных характеристиках углерода и кислорода. Изотопное фракционирование Тиманских карбонатитов характеризуются двумя трендами, отражающими магматический и гидротермальный этапы формирования пород. Причем последний этап, видимо, значительно оторван по времени (рис. 3 d). Магматическую стадию карбонатитов характеризует тренд с утяжелением $\delta^{13}C$ (от -4.7 до -3.6 ‰) и $\delta^{13}O$ (до 14 ‰), второй тренд характеризуется облегчением $\delta^{13}C$ и заметным утяжелением $\delta^{13}O$ (Шумилова, 2012). Сдвиг в сторону утяжеления изотопных значений первично магматических карбонатитов связан с изотопным фракционированием, прошедшим в результате кристаллизационного дифференцирования карбонатного расплава-раствора. На втором этапе становления карбонатитов характеристики изотопного состава отражает смешение мантийного CO_2 с углекислотой корового происхождения. Гидротермально-метасоматические преоб-

разования карбонатных пород быстринской серии практически не влияют на первичные характеристики $\delta^{13}C$ и $\delta^{13}O$, исключая наиболее метасоматизированные разности (Удоратина, 2014). Изотопные коэффициенты углерода и кислорода в целом находятся в рамках среднестатистических значений для карбонатных пород палеозойского возраста, за исключением наиболее фенитизированных разностей. Изотопные исследования проведены в неизмененной вмещающей карбонатной породе ($\delta^{13}C$ 1.08 ‰; $\delta^{13}O$ 21.41 ‰), в карбонатной жилке ($\delta^{13}C$ 0.26 ‰; $\delta^{13}O$ 20.14 ‰) и в участке полностью перекристаллизованного крупнокристаллического карбоната с реликтами первичной породы ($\delta^{13}C$ -0.95 ‰; $\delta^{13}O$ 20.65 ‰) (рис. 3 b; 3 c). На рисунке 3d хорошо прослеживается эволюция изотопных показателей в виде тренда сопряженного облечения углерода и кислорода перекристаллизованного карбонатного материала осадочного происхождения под воздействием эндогенных флюи-

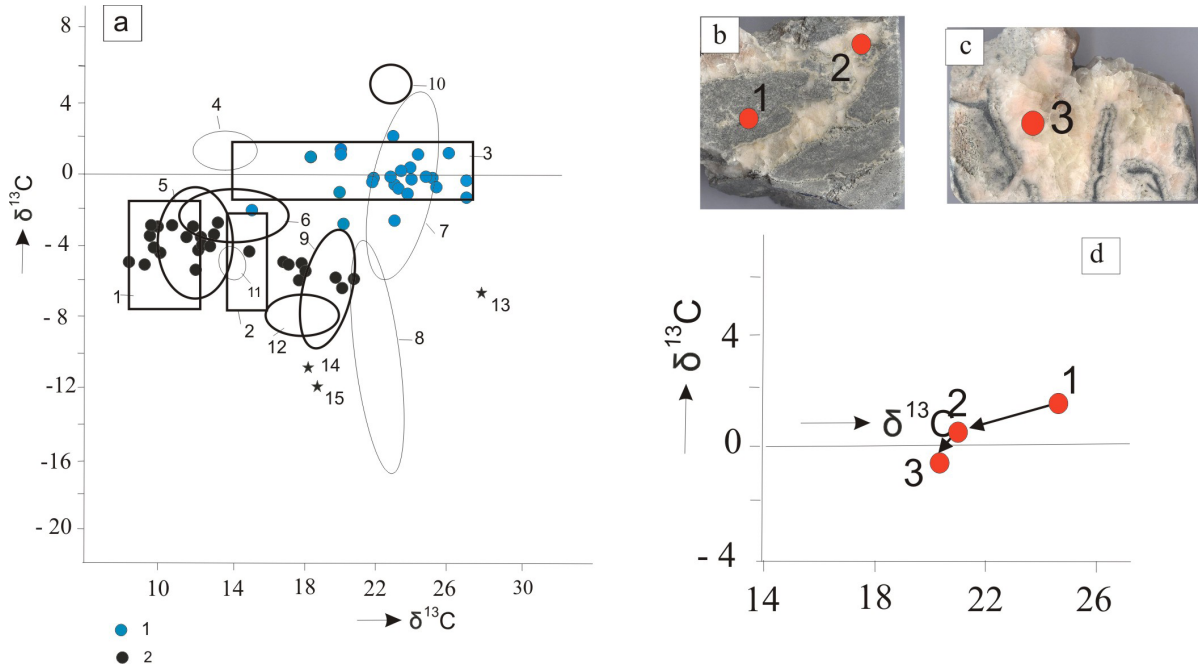


Рис. 3. Изотопные характеристики фенитизированных карбонатных пород.

a – Диаграмма δ 13C – δ 13O для карбонатов важнейших генотипов эндогенных и экзогенных горных пород (Силаев, 2008): 1 – мантийные и плутоногенные магматиты; 2 – плутоногенные гидротермалиты, 3 – морские карбонаты палеозойского возраста; 4 – карбонатные породы протерозойского возраста; 5-6 – лиственит (5) и березиты (6) на месторождении Талбыдулак Левобережный; 7 – осадочные свиты Среднего Урала; 8 – мергели на Верхнекамском соляном месторождении; 9 – карбонаты карстовых полостей и пещер; 10 – арагонитовые травертины Северного Тянь-Шаня; 11 – кальциовые травертины гряда Чернышева; 12 – карбонатные стяжения из современных илов; 13 – 15 раковинный детрит из «новых» кальцитовых травертинов и карбонатных илов.

Условные обозначения: 1 – гидротермально – метасоматически измененные карбонатные породы протерозоя Среднего Тимана. 2 – карбонатиты Среднего Тимана; b – карбонатная порода с гидротермальной жилкой; c – перекристаллизованная карбонатная порода; d – диаграмма δ 13C – δ 13O для перекристаллизованного карбоната.

Fig. 3. Isotopic characteristics of fenitized carbonate rocks.

a – Diagram δ 13C – δ 13O for carbonates of the most important genotypes of endogenous and exogenous rocks (Silaev, 2008): 1 – mantle and plutogenic magmatites; 2 – plutogenic hydrothermalites; 3 – marine carbonates of Paleozoic age; 4 – carbonate rocks of Proterozoic age; 5-6 – listvenite (5) and beresit (6) at the Talbydulak Levoberezhny deposit; 7 – sedimentary formations of the Middle Urals; 8 – marls in the Verkhnekamskoye salt deposit; 9 – carbonates of karst caves; 10 – aragonite traveritines of the Northern Tien Shan; 11 – calcium travertines of the Chernyshev Ridge; 12 – carbonate aggregates from modern silts; 13 –15 shells of calcite travertines and carbonate silts.

Legend: 1 – Proterozoic carbonate rocks of the Middle Timan are altered by hydrothermal and metasomatic processes. c – recrystallized carbonate rock; d – diagram δ 13C - δ 13O for recrystallized carbonate.

дов. Наиболее ярко проявляется данный процесс в эгиринсодержащем фените, как наиболее метасоматизированной породе. В этом случае изотопные значения кислорода имеют самые «облегченные» показатели – $\delta^{13}O$ (15.74 ‰), значения изотопов карбоната так же сдвинулись в сторону облегчения $\delta^{13}C$ (-2.12 ‰) (табл. 2).

Таблица 2. Значения изотопного состава углерода и кислорода для гидротермально-метасоматически измененных карбонатных пород протерозоя Среднего Тимана.

Table 2. Values of the isotopic composition of carbon and oxygen for hydrothermally-metasomatically altered carbonate rocks of the Proterozoic of the Middle Timan.

Номер образца	$\delta^{13}C$, ‰	$\delta^{13}O$, ‰	Номер образца	$\delta^{13}C$, ‰	$\delta^{13}O$, ‰	Номер образца	$\delta^{13}C$, ‰	$\delta^{13}O$, ‰
SRK 3 - 2	-0.32	25.51	SRK60 - 1	-0.32	25.04	SRK65 - 40	1.51	20.03
SRK 6 - 82б	1.08	24.49	SRK 60 - 2	-0.29	24.22	SRK 67 - 66	1.39	27.36
SRK 6 - 82а	0.26	21.41	SRK 63 - 92 а	-0.01	22.09	SRK 71 - 2	-0.75	23.4
SRK 6 - 82.5	-0.95	20.65	SRK 63 - 92 б	1.59	25.84	SRK 71 - 1	-1.62	25.00
SRK 56а - 2	-2.77	23.09	SRK 63 - 94	2.16	22.73	SRK 6 - 61.4	-0.31	25.32
SRK 57 - 212	-0.06	23.73	SRK 64 - 76-1	-1.16	23.30	SRK 20 - 13 б	-1.27	18.55
SRK 58	0.28	23.41	SRK 64 - 77	0.22	22.08	SRK 20 - 14	-1.68	21.52
SRK 59-141-2	-2.97	20.44	SRK 65 - 34	0.4	26.65	SRK 2013 л-н	0.74	20.18
SRK 146	-2.12	15.74						

Выводы

Исследование нового материала гидротермально-метасоматизированных карбонатных пород Среднего Тимана, подтвердили их геохимическую специализацию на следующие элементы: Ti; Nb; V; Cr; Sc; Ni, Co, Cu, Y и Ba. В результате воздействия гидротермальных растворов и эндогенных щелочных флюидов значения изотопного состава $\delta^{13}C$ и $\delta^{13}O$ изменились в сторону облегчения за счет влияния эндогенных флюидов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Республики Коми в рамках научного проекта № 2—45-110010.

Литература

1. Голубева И.И., Шуйский А.С., Филиппов В.Н., Исаенко С.И., Макеев Б.А., Смолева И.В., Бурцев И.Н. Редкоземельная и титановая минерализации в метасоматизированных карбонатных породах быстринской серии (Средний Тиман) // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии. Сыктывкар. ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2020. С. 34–35.
2. Беляев В.В., Лихачев В.В., Швецова И.В. Бокситоносная кора выветривания полевошпатовых метасоматитов на Среднем Тимане. Серия препринтов «Научные доклады». Коми филиала ВН СССР. Вып. 91. 1983 г. 34 с.
3. Костюхин М.И., Степаненко В.И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона: Л. Изд-во: Наука. 1987. 232 с.
4. Лихачев В.В. Редкометальность бокситоносной коры выветривания Среднего Тимана. Сыктывкар, 1993. 224 с.
5. Перельман А.И. Геохимия. М. Изд-во: Высшая школа. 1989. 527 с.
6. Силаев В.И., Чайковский И.И., Митюшова Т.П., Хазов А.Ф. Современные карбонатные минерализации на испарительных и седиментационно-диагенетических изотопно-геохимичесих барьерах. Сыктывкар. Изд-во: Геопринт. 2008. 68 с.
7. Степаненко В.И., Лихачев В.В., Швецова И.В. Щелочной метасоматоз и ниобиевая минерализация в рифейских терригенно-карбонатных образованиях Тимана // Эндогенные комплексы Европейского С–В СССР. Вып. 65. Сыктывкар. 1988. С. 33–46.
8. Удоратина О.В., Смолева И.В., Недосекова И.Л., Капитанова В.А. Изотопный состав кислорода и углерода в магматических и осадочных карбонатных породах Среднего Тимана // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. № 7. С. 3–5.
9. Шумилова Т.Г., Ковальчук Н.С., Мингалев А.Н., Диваев Ф.К. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов и карбонатитов Косьюского массива (Средний Тиман) Вестник ИГ Коми НЦ УРО РАН. 2012. № 4. С. 9–13.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 119–123

Тектонофизический анализ южного берега Кандалакшского залива

Гордеев Н.А., Бондарь И.В.
ИФЗ РАН, Москва, gord@ifz.ru, bond@ifz.ru

Аннотация. В ходе полевых исследований двух независимых экспедиций в 2019 году были собраны материалы геологических индикаторов деформаций с целью выяснения общей геодинамики и напряженно-деформированного состояния южного берега Кандалакшского грабена. В рамках данного исследования была произведена обработка всего имеющегося на данный момент тектонофизического полевого материала, сделано его описание и предпринята попытка анализа. Рядом тектонофизических методов произведена обработка полевых материалов и установлено, предварительно, что в пределах исследуемого района действуют (или действовали) три поля напряжения – северо-восточное сжатие, северо-западное сжатие и сдвиговое поле напряжения, вероятно с субширотными ориентировками оси максимального сжатия.

Ключевые слова: тектонофизика, южный берег Кандалакшского залива, Белое море, Кузокоцкий архипелаг, Керетский архипелаг.

Tectonophysical analysis of the southern coast of the Kandalaksha Bay

Gordeev N.A., Bondar I.V.
Schmidt institute of physics of the earth of the RAS, Moscow, gord@ifz.ru, bond@ifz.ru

Abstract. In the course of field investigation of two independent expeditions in 2019 materials of geological indicators of deformations were collected in order to clarify the general geodynamics and the stress-strain state of the southern coast of the Kandalaksha graben. Within the framework of this study, all the currently available tectonophysical field material was processed, its description was made, and an attempt was made to analyze it. A number of tectonophysical methods were used to process field materials and it was previously established that within the study area there are (or were) three stress fields – north-east compression, north-west compression and shear stress field, probably with sublatitudinal orientations of the axis of maximum compression.

Key words: tectonophysics, southern coast of the Kandalaksha Bay, White Sea, Kuzokotsky Archipelago, Keretsky Archipelago.

Введение

Полевыми отрядами в 2019 году были собраны обширные тектонофизические данные с целью выяснения общей геодинамики и напряженно-деформированного состояния южного берега Кандалакшского грабена. Эти локальные работы должны войти в состав работ по уточнению карт общего сейсмического районирования.

В рамках данного исследования была произведена обработка всего имеющегося на данный момент тектонофизического полевого материала, сделано его описание и предпринята попытка анализа. По разным причинам не везде удавалось собрать достаточное количество замеров, а также для обработки материалов использованы не все тектонофизические методы.

Для выяснения общей картины по геодинамике региона был проведен литературный анализ по исследованиям новейшей тектоники Кандалакшского грабена. Получен ряд схожих выводов, но также и выявлены пробелы в наших исследованиях.

Методика

Изучение избыточных горизонтальных напряжений проводилось с помощью метода катакластического анализа разрывных смещений Ю.Л. Ребецкого (Ребецкий и др., 2017). Для расчета использовалась программа STRESSgeol. Исходными данными для расчета являются полевые замеры пространственной ориентировки зеркал скольжения. Метод позволяет определить количественные характеристики реконструируемых локальных стресс-состояний: положение осей главных напряжений и коэффициент Лоде – Надаи.

Структурно-парагенетический метод применен для анализа систем тектонической трещиноватости разных кинематических типов с их объединением 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 о разных этапах деформирования.

Исследование распределения плотностей терщиноватости производилось в программе stereonet (stereonet.net). В качестве входных данных использовались ориентировки полюсов плоскостей трещиноватости – азимут и угол падения. Выходными данными являются азимуты простираний и углы падения плотности полюсов трещин и розы диаграммы по полюсам трещин. Эти данные позволяют проводить качественный анализ распределения трещиноватости и выявления трендов ее развития для установления парагенетических связей с региональными структурами.

Результаты реконструкций

В западной части исследуемого района методом катакластического анализа разрывных смещений получены 4 локальных стресс-состояния (рис. 1). В двух из них ось максимального сжатия ориентирована в северо-восточном направлении, южнее полуострова Киндо ось максимального растяжения ориентирована в северо-западном направлении, а ось максимального растяжения – в северо-восточном.

В районе островов Кузокоцкого архипелага рассчитано 6 локальных стресс-состояний. В большинстве из них ось максимального сжатия ориентирована в северо-восточном направлении. Ось максимального растяжения вертикальна. Только одно локальное стресс-состояние существенно отличается от других – ось максимального сжатия ориентирована субширотно, а ось максимального растяжения круто погружается в северном направлении.

На север от острова Великий на мысе Купчинницком получено локальное стресс-состояние, отвечающее растяжению – ось максимального сжатия практически вертикальна, а ось максимального растяжения и промежуточная ось – горизонтальны.

На север от острова Великий на мысе Купчинницком получено локальное стресс-состояние, отвечающее растяжению – ось максимального сжатия практически вертикальна, а ось максимального растяжения и промежуточная ось – горизонтальны.

В южной части исследуемого района удалось рассчитать два локальных стресс-состояния с похожим расположением оси максимального сжатия – погружение на юго-запад под углом 45°. В районе Малиновой Варакки ось максимального растяжения полого погружается на юго-восток под углом 15°, а промежуточная ось имеет субмеридиональную ориентировку. На о. Сидоров ось максимального растяжения расположена практически горизонтально, погружается на северо-запад, ось максимального сжатия и промежуточная ось под углом 35 ° погружаются на юг и северо-восток соответственно.

С помощью структурно-парагенетического анализа малых структурных форм удалось получить следующие предварительные результаты. В западной части исследуемого района на полуострове Киндо фиксируется два локальных стресс-состояния с двумя почти противоположными ориентировками главных осей напряжения. В первом случае ось максимального сжатия ориентирована в юго-западном направлении (ЮЗ-СВ), а ось максимального растяжения – в северо-западном. Во втором случае ось максимального растяжения, вероятно, ориентирована в юго-западном направлении, ось максимального сжатия либо вертикальна, либо имеет северо-западную ориентировку.

У залива Красная губа согласно зеркалам скольжения со сбросовой кинематикой ось максимального растяжения ориентирована в субмеридиональном направлении или даже в северо-западном. А ось максимального сжатия ориентирована в северо-восточном направлении.

На внешних островах Кузокоцкого архипелага также выделяется два локальных стресс-состояния с различным положением главных осей напряжения. Как и на полуострове Киндо оси максимального сжатия ориентированы в северо-восточном направлении и в северо-западном направлении, оси максимального растяжения – соответственно.

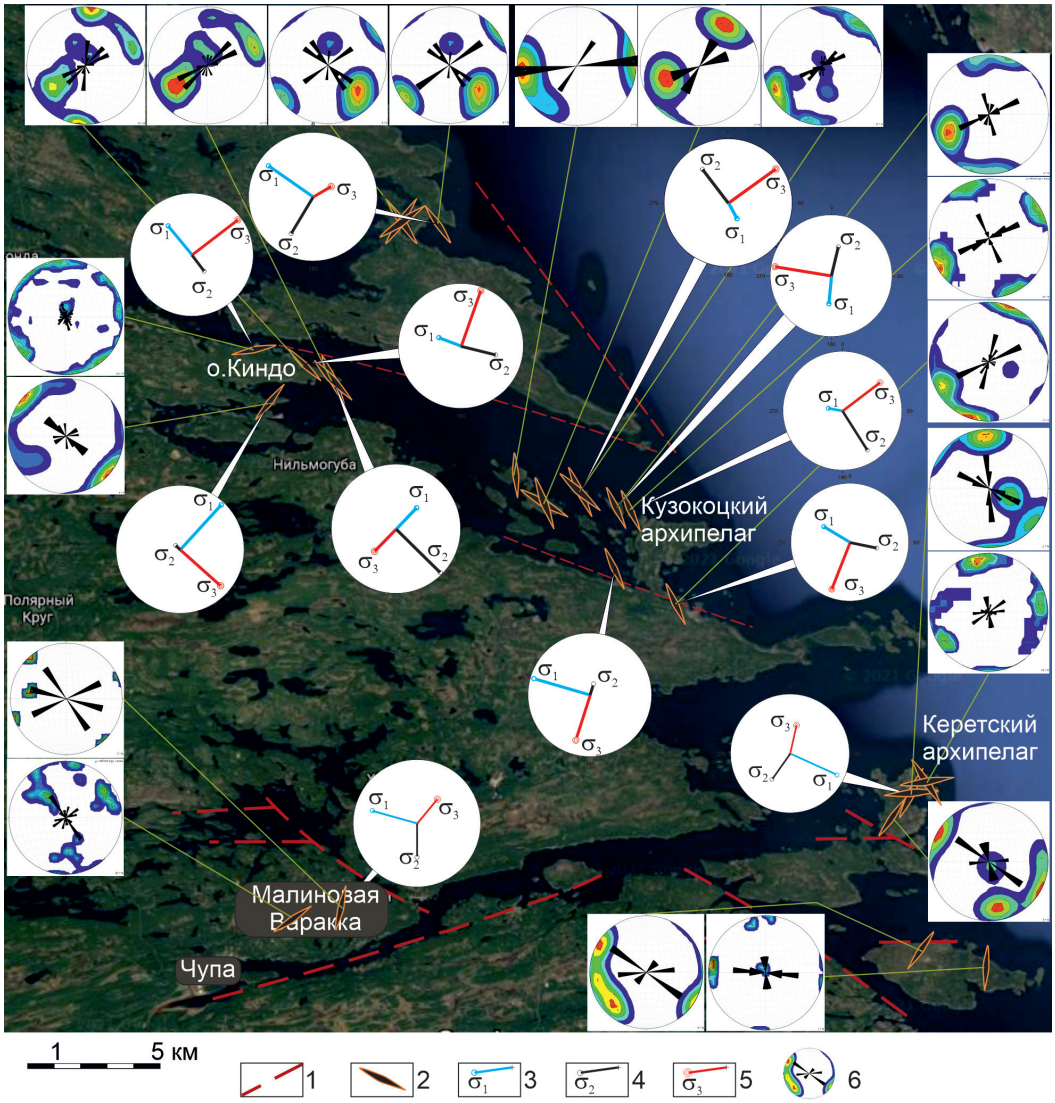


Рис. 1. Детальная карта-схема с реконструированными локальными стресс-состояниями на южный берег Кандалакшского залива. 1 – разломы по геологическим данным (геологическая..., 1959); 2 – максимум по простиранию трещин; 3-5 – главные оси напряжения (построения на верхнюю полусферу): 3 – ось горизонтального растяжения, 4 – промежуточная ось, 5 – ось горизонтального сжатия; 6 – диаграммы расчета в Stereonet, плотность по полюсам трещиноватости (построения на верхнюю полусферу).

Fig. 1. Detailed map with reconstructed local stress states on the southern shore of the Kandalaksha Bay. 1 – faults based on geological data (geological..., 1959); 2 – maximum among the strikes of fractures; 3-5 – main stress axes (construction on the upper hemisphere): 3 – maximum tension, 4 – intermediate, 5 – maximum compression; 6 – calculation diagrams in Stereonet, density by fracture poles (construction on the upper hemisphere).

На о. Великий в одной точке наблюдения зафиксированы малые структурные формы, соответствующие северо-западному положению оси максимального растяжения.

На о. Сидоров также фиксируется северо-западное растяжение, но при этом, возможно, есть следы второго локального стресс-состояния, с субмеридиональной ориентировкой оси максимального растяжения.

В районе Малиновой Варакки замеров немного (40, из них зеркал скольжения 5), однако есть основания предполагать, что ось максимального растяжения ориентирована в субширотном направлении.

Трещиноватость южного берега Кандалакшского залива не имеет единого тренда развития, однако отчетливо видна сгруппированность. Так, мы выделяем юго-восточную группу Чупин-

ской губы и Керетского архипелага с ориентировками северо-восточного простирания трещин. Центральная группа в районе Кузокоцкого архипелага и пролива Великая Салма с общим трендом северо-западного простирания трещин. И на самом северном и северо-западном ограничении территории исследования возле окончания п-ова Киндо и о. Великий наблюдается третья группа северо-восточного простирания трещин. Подобное распределение трещиноватости вероятно связано с развитием оперяющих разрывов регионального масштаба в области динамического влияния Кандалакшского грабена.

Обсуждение результатов

Исследование Кандалакшского грабена и его обрамления активно ведется и другими научными группами. Исследователи находят следы тектонической активизации разного рода, например в работе Баранской А.В. (2015) по ледниковым осадкам восстановлен характер современных вертикальных движений, а уже на основании этого, а также согласно закартированным сейсмодислокациям получены локальные стресс-состояния на район Керетского и Кузокоцкого архипелагов, характеризующиеся как субширотное и восток-юго-восточное сжатия. Результаты этой работы идут в разрез с нашими реконструкциями и вопрос возраста реконструированных напряжений остается открытым.

В работе Николаевой С.Б. (2019) в районе п. Ковда в ходе палеосейсмологических исследований большое внимание уделялось изучению трещиноватости в сейсмогенных уступах. По общим трендам микротрещиноватости удалось установить, что для района Ковды характерны те же условия формирования трещиноватости, что и для северного обрамления о. Великий – происходит градиентный разворот в северо-восточном направлении, начиная от северо-западной окраины о. Киндо и вплоть до п. Ковды. А напряжения объясняются послеледниковой активизацией блоковой тектоники. Современные структуры образуются вследствие импульсных смещений блоков друг относительно друга. Наши реконструкции стресс-состояний согласуются с подобной концепцией развития новейшей тектоники, однако есть противоречия в структуре градиентного разворота трещиноватости, который не возможен в блоковой тектонике.

Совокупное объяснение развития Кандалакшского грабена описано в работе Колодяжного С.Ю. (2019). По результатам дистанционного и структурно-кинематического анализа авторы установили наличие нескольких этапов деформации – не менее четырех. А новейшая послеледниковая тектоника и вовсе характеризуется горизонтальным перемещением Кольского блока в юго-восточном направлении с последующим вращением против часовой стрелки.

Нашей группой установлено наличие нескольких этапов деформаций структурно-парагенетическим методом. Устойчиво выделяются три поля напряжения, это северо-восточное и северо-западное сжатия, сдвиговое. Есть признаки различных комбинаций, но для их подтверждения требуется больше статистических данных. Однако наши исследования никак не выявляют вращательной компоненты послеледниковых деформаций.

Заключение

Таким образом, в ходе исследований были реконструированы ряд локальных стресс-состояний в районах Кузокоцкого и Керетского архипелагов, побережья Чупинской губы и пролива Великая Салма. По реконструкциям устанавливается общее поле напряжения северо-восточного сжатия для южного берега Кандалакшского грабена, однако в некоторых местах встречается субширотное и северо-западное сжатие. Также есть основания утверждать, что породы побережья Кандалакшского залива несут на себе следы как минимум трех этапов деформирования, соответствующих полям напряжения северо-восточного сжатия, северо-западного сжатия, а также сдвигового, вероятно с субширотной ориентировкой оси максимального сжатия.

Тем не менее, однозначных выводов делать пока нельзя, так как имеющихся данных не хватает для геодинамических реконструкций по территории. Для таких выводов необходимо исследование материковой части и расширение данных по архипелагам.

Литература

1. Баранская А.В., Романенко Ф.А. Дифференцированные вертикальные движения и блоковая тектоника побережий Кандалакшского залива Белого моря // Материалы IV Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского, 16–20 февраля 2015 г., Санкт-Петербург. ФГУП ВСЕГЕИ. – ВСЕГЕИ г. Санкт-Петербург. 2015. С. 3–6.
2. Геологическая карта: Q-36-XV. Геологическая карта СССР. Карельская серия, масштаб: 1:200000, серия: Карельская, составлена: Северо-Западное геологическое управление, 1959 г., редактор: Шуркин К.А.
3. Колодяжный С.Ю., Балуев А.С., Зыков Д.С. Структура и эволюция северо-запада Беломорско-Северодвинской зоны сдвига в позднем Протерозое и Фанерозое (Восточно-Европейская платформа) // Геотектоника. 2019. №1. С. 62–86. doi: 10.31857/S0016-853X2019162-86.
4. Николаева С.Б. Послеледниковая тектоника и палеосейсмодислокации в районе участка Ковды (Кандалакшский залив Белого моря) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2019. Т. 64. (3). С. 434–453. doi: https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.304.
5. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР. 1987. С. 173–235.
6. Ребецкий Ю. Л., Сим Л. А., Маринин А. В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. ГЕОС Москва. 2017. 225 с.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 124–129

Результаты обработки геологических стресс-индикаторов для доголоценовых землетрясений Кандалакшского района

Гордеев Н.А., Клоков И.А., Стрельников А.А.
ИФЗ РАН, Москва, gord@ifz.ru, ilia.klokov@mail.ru, aas@ifz.ru

Аннотация. На сегодняшний день активно обсуждаются вопросы сейсмической опасности Балтийского кристаллического щита, который характеризуется слабой современной сейсмичностью, как и другие платформы. Данный регион интересен тем, что здесь около 12 тыс. лет назад растаял мощный покровный ледник, и после резкого снятия нагрузки стали возникать систематические сильные землетрясения.

Так одним из сейсмически активных участков является зона Кандалакшского грабена. С начала инструментальной регистрации землетрясений, здесь было выявлено более 40 сейсмических событий с магнитудой до 5.

В 2019 году во время комплексной сейсмологической экспедиции в рамках уточнения сейсмической опасности Кандалакшского грабена нами было изучено несколько крупных локаций на территории Чупинской губы и прилегающих окрестностей. Были поставлены следующие задачи: 1) Поиск и фиксация сейсмогенных нарушений рельефа в Северной Карелии; 2) Составление карт-схем распространения сейсмодислокаций; 3) Определение параметров палеоземлетрясений; 4) Определение современных зон напряжений.

Ключевые слова: Керетский архипелаг, о.Сидоров, о.Пежостров, палеосейсмология, тектонофизический анализ.

Results of the analysis of geological stress indicators for pre-Holocene earthquakes in the Kandalaksha region

Gordeev N.A., Klokov I.A., Strelnikov A.A.
IPE RAS, Moscow, gord@ifz.ru, ilia.klokov@mail.ru, aas@ifz.ru

Annotation. Today, the issues of the seismic hazard of the Baltic crystalline shield, which is like other platforms characterized by weak modern seismicity, are being actively discussed. This region is interesting because a powerful ice sheet melted here about 12 thousand years ago, and after a sharp removal of the load, systematic strong earthquakes began to appear.

One of the seismically active areas is the Kandalaksha graben zone. Since the beginning of instrumental registration of earthquakes, more than 40 seismic events with a magnitude of up to 5 have been identified here.

In 2019, during a complex seismological research expedition, as part of clarifying the seismic hazard of the Kandalaksha graben, we studied several large locations in the Chupinskaya Bay and adjacent environs. The following tasks were set: 1) Search and fixation of seismogenic relief disturbances in North Karelia; 2) Drawing up maps of seismic dislocation propagation; 3) Determination of parameters of paleoearthquakes; 4) Calculation of modern stress zones.

Key words: Keret archipelago, Sidorov Island, Pezhostrov Island, paleoseismology, tectonophysical analysis

Введение

При подготовительных работах путем дешифрирования космоснимков нами были выделены объекты интереса (отмеченные красными рамками), при этом предпочтение отдавалось возвышенным скальным массивам, называемым бараньими лбами и имеющим сглаженный волнистый или грядовый рельеф за счет избирательной ледниковой обработки, где отсутствует чехол рыхлых осадков с видимыми из космоса линейными разрывными нарушениями.

Далее по району Керетского архипелага (рис. 1) были рассмотрены выявленные нарушения рельефа. В первую очередь это трещины и расселины тектонического характера. В гранитогенейсовых массивах достаточно редки трещины, имеющие вероятно тектоническое происхождение. Раскрытые тектонические трещины обнаружены нами в районе о. Покормежный.

Следующий тип нарушений – предполагаемые сейсмотектонические рвы, которые образуются подобно микрограбенам, заполненным раздробленными блоками или задернованными угловатыми обломками.



Рис. 1. Район исследования. Керетский архипелаг.
Fig. 1. Study area. Keret archipelago.

На вершинах бараньих лбов были обнаружены примеры площадного раздробления пород или каменные развалы, в том числе обнаружена наброшенная глыба, говорящая о сильном ударе снизу.

Также выявлялись области существенного раздробления скальных уступов.

Описание признаков доголоценовых сейсмодислокаций

В ходе серии маршрутов был подтвержден ряд тектонических нарушений и форм рельефа предположительно сейсмотектонического происхождения – структурно-тектонические рвы, участки повышенной трещиноватости, скальные уступы, «каменные хаосы».

Для Пежострова характерны волнистые и слабонаклонные поверхности, оглаженные ледником, сложенные архейскими гнейсами и амфиболитами, пронизанными интрузиями основного и кислого состава, без рыхлого чехла. Они расположены на высотах 35-38 метров вразных частях острова, слабо изменяясь по высоте по всему острову. Немного заметно увеличение высоты с востока на запад.

Для острова характерны не самые крутые уклоны (не более 7 градусов). Но на юге острова путем исследования ЦМР был обнаружен уступ, вероятно, тектонического происхождения. Склоны северной и южной экспозиций примерно одинаковой крутизны. На северном побережье острова имеются сейсмодислокационные структуры: тектонические рвы, зоны трещиноватости, установленные геолого-геоморфологическими методами (рис. 2.1). Характерна слабая плотность сейсмодислокаций на острове, но общая парагенетическая сгруппированность, а также разное простирание сейсмодислокаций (Башенина, 1960; Воскресенский, 1971; Спиридонов, 1958).

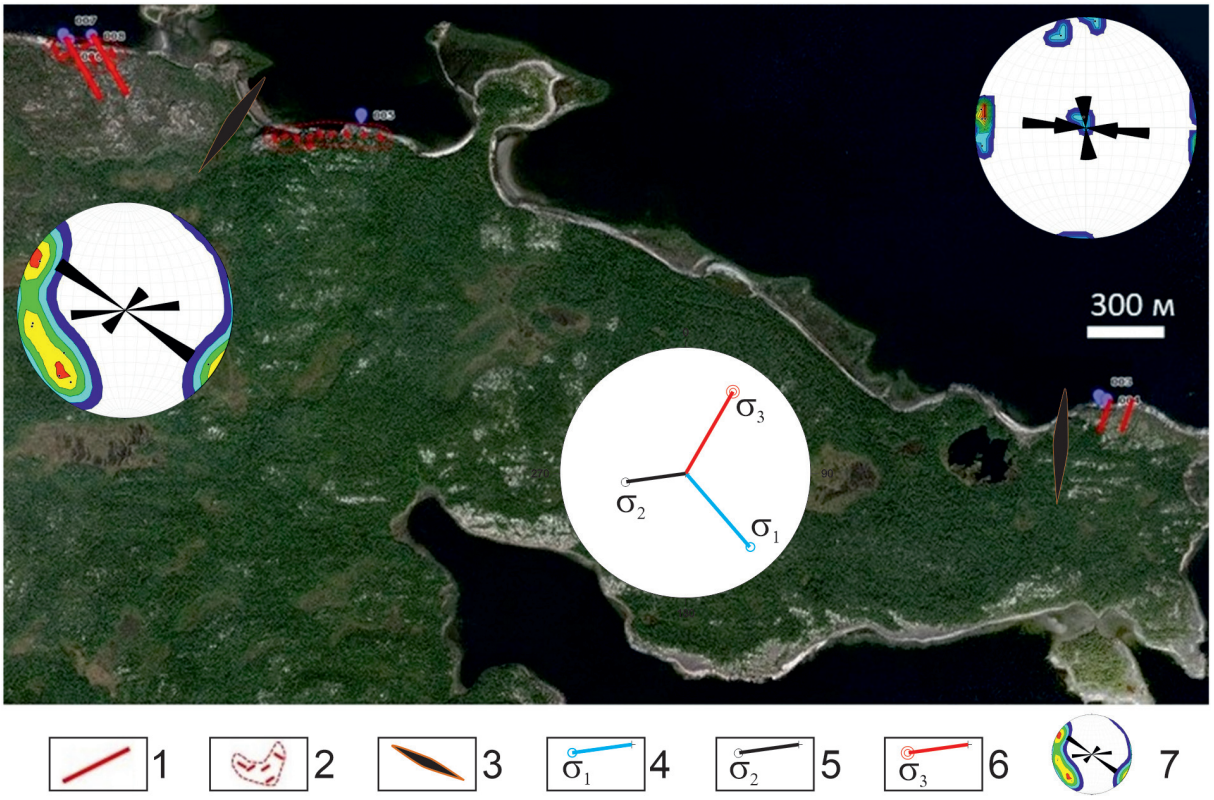


Рис. 2.1. Северное побережье о. Пежострова. 1 – структурно-тетконические рвы; 2 – зоны трещиноватости; 3 – максимум по простиранию трещин; 4-6 – расчет по МКА (Ребецкий, 2017) (на верхнюю полусферу): 4 – ось растяжения, 5 – промежуточная ось, 6 – ось сжатия; 7 – расчет по stereonet, плотность по полюсам трещиноватости (на верхнюю полусферу).

Fig. 2.1. North coast of island Pezostrov. 1 – structural tetconic ditches; 2 – fracture zones; 3 – maximum along the strike of fracture; 4-6 – calculation according to MKA (Rebetsky, 2017) (on the upper hemisphere): 4 – tension axis, 5 – intermediate axis, 6 – compression axis; 7 – calculation by stereonet, density by fracture poles (to the upper hemisphere).

Морские цокольные и аккумулятивные террасы расположены на северном и восточном берегах высотой до 1 метра и 3-4 метра соответственно. Более древняя морская терраса высотой 25-39 м занимает почти весь центр острова. Это доказывает современный подъем Балтийского щита. Высота морских террас увеличивается с запада на восток (Башенина, 1960; Спиридонов, 1958)

Пежостров представляет собой единый блок, так как:

– высоты на острове примерно одинаковы, что можно говорить о единстве развития.

– уклоны северной и южной экспозиции примерно одинаковы, что говорит о едином цикле развития;

– особенности расположения и развития морских террас говорит нам о том, что остров представляет единый блок: в разных частях острова высотное положение древних террас относительно одинакова;

– надо упомянуть о присутствующем рядом глубоководном разломе, который был визуализирован благодаря геоинформационным технологиям, который является генератором развития блокового процесса;

Обобщенный тектонофизический анализ показал, что на территорию о.Пежострова распространяется глобальное растяжение со сдвигом (по результатам расчёта МКА (Ребецкий, 2017)). Трещиноватость развивается преимущественно в С-С-В румбах по простиранию, подчёркивая простирание таких крупных структур, как структурно-тектонические рвы. Интересным фактом является то, что территория испытывает сжатие в С-В простирании.

Остров Сидоров по своему строению несколько отличается. На нем тоже преобладают волнистые и слабонаклонные поверхности, оглаженные ледником, которые расположены на высотах 30-54 метров (в разных частях острова). Опущена центральная часть острова, подняты юго-восток, юго-запад, северо-восток, северо-запад (рис. 2.2)

Для острова характерны не самые крутые склоны, не более 8 градусов, хотя есть и более крутые участки. На юго-востоке и северо-западе острова обнаружены уступы, предположительно сейсмотектонические. Стоит отметить разный уклон прибрежных склонов по всем частям острова (Башенина, 1960; Воскресенский, 1971; Спиридонов, 1958).

Прибрежная терраса высотой 3-4 метра обнаружена на юге острова. По острову распространены остатки более древних морских террас (они находятся на большей высоте): в том числе самая крупная, расположенная в центре острова на высоте более 12 метров, остальные расположены выше 20 метров. Заметно, что в центре острова расположен самый обширный фрагмент морской террасы (высота более 16 метров), а по юго-восточному, юго-западному, северо-восточному, северо-западному частям острова расположены более высокие и древние террасы (Башенина, 1960; Воскресенский, 1971; Спиридонов, 1958).

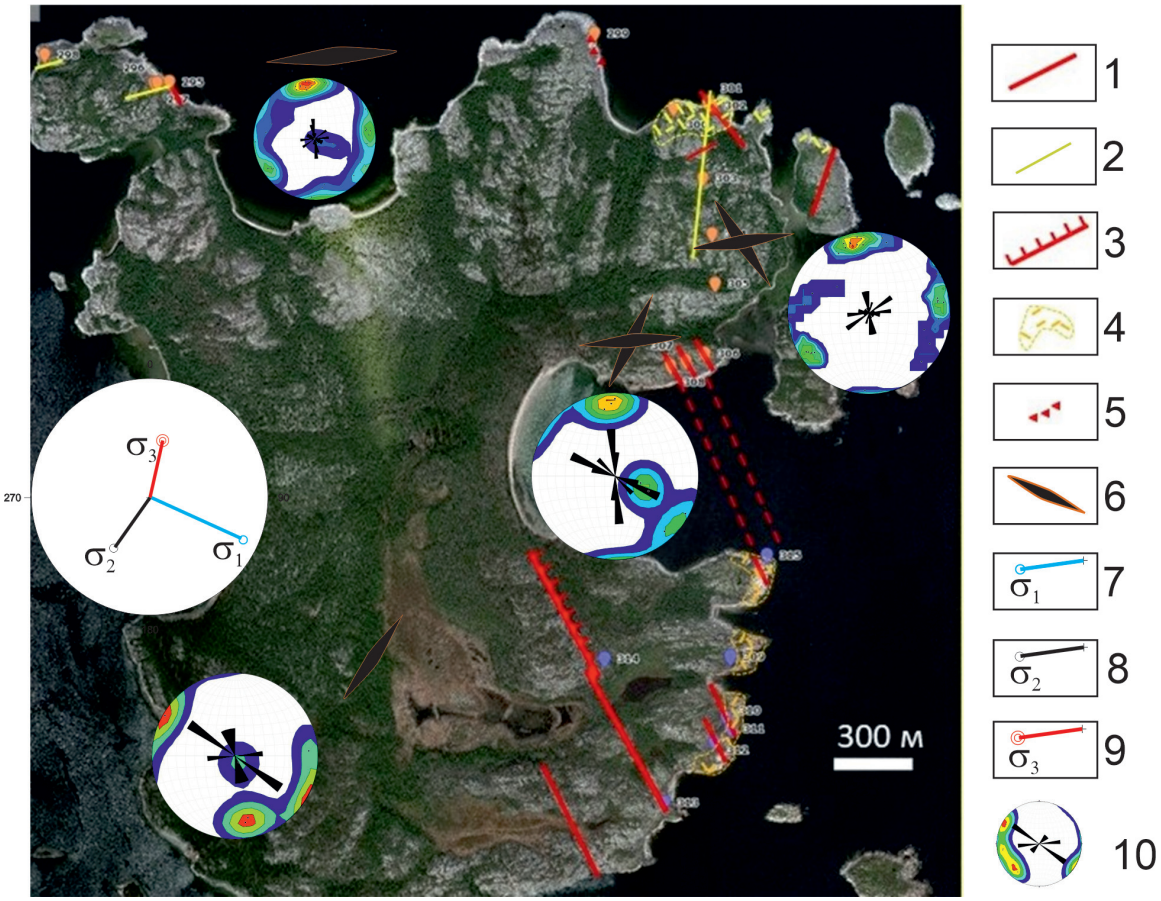


Рис. 2.2. о.Сидоров. 1 – молодые разрывы в виде трещин и рвов с неоглаженными бортами; 2 – древние разрывы с оглаженными бровками; 3 – предполагаемый сбросовый уступ; 4 – зоны трещиноватости; 5 – глыбовые развалы; 6 – максимум по простиранию трещин; 7-9 – расчет по МКА (Ребецкий, 2017) (на верхнюю полусферу): 7 – ось растяжения, 8 – промежуточная ось, 9 – ось сжатия; 10 – расчет по stereonet, плотность по полюсам трещиноватости (на верхнюю полусферу).

Fig. 2.2. island Sidorov. 1 – young ruptures in the form of cracks and ditches with unfinished sides; 2 – ancient breaks with ironed edges; 3 – prospective fault scarp; 4 – fracture zones; 5 – block breakdowns; 6 – maximum along the strike of fracture; 7-9 – calculation by MKA (Rebetsky, 2017) (on the upper hemisphere): 7 – tension axis, 8 – intermediate axis, 9 – compression axis; 10 – calculation by stereonet, density by fracture poles (to the upper hemisphere).

Характер трещиноватости удалось проанализирвоать на центральную и северо-восточную часть острова. Общий тренд развития трещин выделить не удалось, так как на краевом обнажении северо-восточного блока имеет главный тренд простирания 130±10, а центральный участок характеризуется 50±10, что также подтверждает неоднородное строение острова Сидоров.

По обобщенному расчету МКА (Ребецкий, 2017) по трем точкам имеем геодинамический тип растяжения со сдвигом. А ось сжатия и растяжения простираются на север-северо-восток, юго-восток соответственно. Подобные характеристики позволяют нам утвердить подавляющее количество откартированных сейсмодислокаций, как структурно-тектонические рвы и грабены.

На восточном побережье острова обнаружены сейсмодислокационные структуры: тектонические рвы, зоны трещиноватости, установленные геолого-геоморфологическими методами (рис. 2.2). Большая часть тектонических рвов имеет простирание СЗ 130±10 градусов.

Обнаружена парагенетическая сгруппированность сейсмодислокаций на восточном побережье острова с простиранием СЗ 130±10 градусов, возможно, обновлённые в голоцене. Это направление практически совпадает с простиранием основных сбросов Кандалакшского грабена, расположенных в акватории. Можно предположительно сказать о сильном землетрясении в голоцене, который породил эти сейсморазрывы, эпицентр которого, предположительно, расположен в разломе восточнее острова.

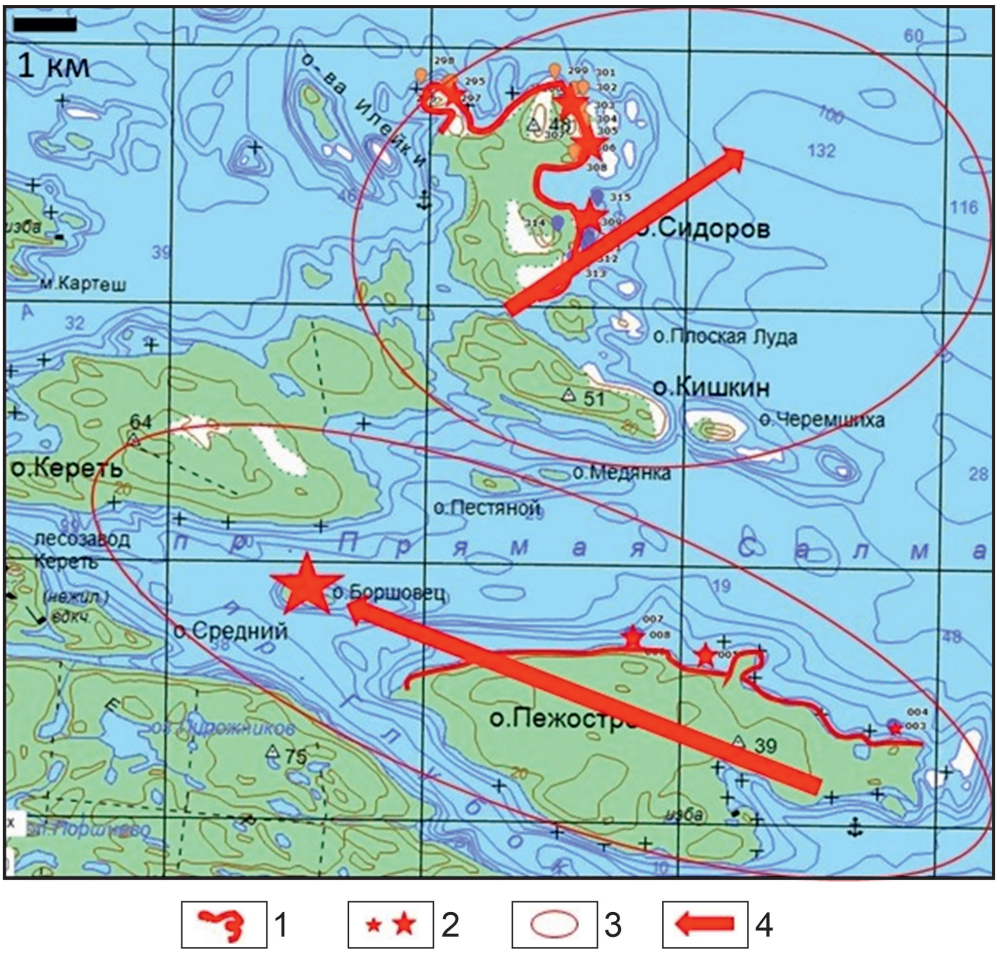


Рис. 3. Общая схема распространения предполагаемых сейсмодислокаций Керетского архипелага. 1 – обследованное побережье; 2 – предполагаемые вторичные сейсмодислокации; 3 – возможные ареалы их распространения; 4 – направления уваеличения интенсивности сейсмического воздействия.

Fig. 3. General scheme of the distribution of the supposed seismic dislocations of the Keretsky archipelago. 1 – surveyed coast; 2 – prospective secondary seismic dislocations; 3 – possible areas of their distribution; 4 – directions of increasing the intensity of seismic impact.

О. Сидоров представляет собой скопление из нескольких микроблоков: юго-западного, юго-восточного, северо-западного, северо-восточного простираний. Об этом говорят:

– высоты разных частей острова разные, как и уклоны склонов;

– особенности расположения морских террас: разная высота террас говорят о том, что остров представляет скопление нескольких блоков: абсолютно разное высотное положение морских террас в разных частях острова говорят о разном развитии разных частей острова, а большая низкая морская терраса в центре на фоне высоких террас по краям подтверждает этот вывод.

Заключение

Ввиду слабой обеспеченности фактическим материалом можно сделать только локальные выводы по территории Керетского архипелага (рис. 3):

1. Некоторые разрывы на Пежострове образовались благодаря землетрясению, которое произошло в голоцене, с эпицентром между Пежостровом и Боршовцом;

2. Можно предположительно сказать о сильном землетрясении в голоцене, которое породило разрывы СЗ 130±10 градусов. Его эпицентр, предположительно, расположен на линии разлома северо-восточнее острова;

3. Пежостров представляет собой единый блок, в то время как о. Сидоров представляет собой скопление из четырех микроблоков.

4. Общий тектонофизический анализ показал, что структуры о.Сидоров и о.Пежостров образовались при геодинамическом режиме растяжения со сдвигом, что позволяет нам утверждать, что найденные структуры являются структурно-тектоническими рвами или грабенами.

5. Рассчитанные оси сжатия для островов имеют север-северо-восточное простирание, что является своеобразным дополнительным указанием на единую природу их развития. Они развиваются в едином поле напряжения.

Таким образом, мы предполагаем, что изученные структуры являются сбросово-сдвиговыми разрывами младшего ранга к Кандалакшскому грабену.

Литература

1. Башенина Н.В. Легенда геоморфологической карты Советского союза (масштаба 1:25000-1:50000)/ Сост и подг. к изд. Московский Государственный Университет Географический факультет
2. Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. М. Изд-во: Моск. ун-та, 1971. 229 с.
3. Геологическая карта СССР. Карельская серия Q-36-XVI. / Сост и подг. к изд.Министерством геологии охраны недр СССР, 1:200000. Петрозаводск. 1959 .
4. Информационный картографический ресурс (Электронный ресурс)-официальный сайт. Режим доступа: https://nakarte.me/ (дата обращения 22.09.2020).
5. Отчеты о поисковых и геологоразведочных работах в районе Лоухского район.
6. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. Москва. Изд-во: ГЕОС. 2017. 225 с.
7. Спиридонов А.И. Вопросы составления геоморфологических карт при среднемасштабной комплексной геологической съемке северных районов. Ленинград. 1958.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 130–133

Особенности распределения палладия в массивных рудах Октябрьского месторождения (Норильский район)

Григорьева А.В., Служеникин С.Ф., Волков А.В.
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, grig357@mail.ru

Аннотация. В массивных рудах Хараелахского интрузива Октябрьского месторождения установлена дифференциация массивных руд на преимущественно железистые (пирротиновые, пентландит-пирротиновые, халькопирит-пентландит-пирротиновые) и преимущественно медистые (халькопиритовые, талнахитовые, халькопирит-кубанитовые и их сочетания). Определено, что в железистых рудах палладий присутствует в виде твердого раствора в пентландите, а в медистых - в виде собственных минералов. Выполнено изучение распределения палладия в пентландите железистой разности массивной руды методом лазерной абляции с индуктивно-связанной плазмой (LA ICP-MS). Высокие содержания палладия в пентландите, показывают возможность его рентабельного извлечения из существенно железистых руд.

Ключевые слова: пентландит, минералы платиновой группы (МПГ), лазерная абляция с индуктивно-связанной плазмой.

Features of palladium distribution in massive ores of the Oktyabrsky deposit (Norilsk district)

Grigorieva A.V., Sluzhenikin S.F., Volkov A.V.
Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, grig357@mail.ru

Abstract. In the massive ores of the Kharaelakh intrusive of the Oktyabrsky deposit, the differentiation of massive ores into mainly ferruginous (pyrrhotite, pentlandite-pyrrhotite, chalcopyrite-pentlandite-pyrrhotite) and mainly copper (chalcopyrite, talnachite, chalcopyrite-kubanite and their combinations) has been established. It is determined that in predominantly ferruginous ores, palladium is present as a solid solution in pentlandite, and in predominantly copper ores - in the form of its own minerals. The content and distribution of palladium in pentlandite of predominantly ferruginous ore was determined by laser ablation with inductively coupled plasma (LA ICP-MS). The high palladium content in pentlandite shows the possibility of its cost-effective extraction from substantially ferrous ores.

Key words: pentlandite, platinum group minerals (MPG), laser ablation with inductively coupled plasma.

Многие российские и зарубежные исследователи изучали уникальные медно-никелевые руды Норильских месторождений (Дистлер, 1985; Дистлер и др., 1988, 1999; Генкин и др., 1981; Налдретт, 2003; Служеникин, 2010). Они установили, что в большинстве магматических сульфидных месторождений элементы платиновой группы (ЭПГ) обнаруживаются как в структуре сульфидов цветных металлов: пирротина (Po), пентландита (Pn), халькопирита (Ccp) и кубанита (Cbn), так и в виде минералов платиновой группы (МПГ). Руда, богатая пирротином (Po), как полагают, представляет собой кумулят твердого раствора моносульфида (MSS) из исходной сульфидной жидкости, а руда, богатая Ccp, представляет собой смесь фракционированной сульфидной жидкости и промежуточного твердого раствора (ISS) (Mansur et al., 2019).

В массивных рудах Хараелахского интрузива установлена минеральная и скрытая зональность, которая детально описана в работах (Генкин и др., 1981; Служеникин, 2010). Эта зональность выражается не только в закономерных изменениях минеральных парагенезисов, но и в изменении химического состава основных сульфидов и отражает дифференциацию этих руд на существенно железистые (приближающиеся к MSS), переходные и существенно медистые (ISS). Установлено, что богатые пирротином руды представляют собой скопления MSS и несовместимы с такими элементами, как платина, золото, серебро, а также теллур, мышьяк, висмут, сурьма, олово, обозначаемыми как TABS, которые уходят вместе с фракционированной жидкостью при кристаллизации рас-

плава, в то время как часть палладия остается в MSS и выделяется затем в виде твердого раствора в пентландите.

Pt, Pd, Au, Ag, элементы TABS, Pb образуют повышенные концентрации в богатой медью руде и выделяются в ней в виде собственных минералов, часто в сростках их разнообразных минеральных форм между собой. В предлагаемой работе проведено исследование формы нахождения Pd в существенно железистых (по химическому составу близких к MSS) и существенно медистых (ISS) массивных рудах, выделяющихся в Хараелахском интрузиве Октябрьского месторождения и распределение содержания этого элемента в этих типах руд.

Массивная руда с преобладанием железистых рудных минералов

Для определения палладия в пентландите была выбрана массивная руда с глубины 1564 м, отобранная из рудного тела, расположенного на западном фланге Октябрьского месторождения (Хараелахский интрузив) с преобладающим содержанием пирротина, наиболее приближенная к MSS. Она представлена халькопирит-пентландит-пирротиновой разновидностью со следующим содержанием основных сульфидов: пирротин – 62.5 об. %, пентландит – 20 об. %, халькопирит – 15 об. %,

В этой руде, по результатам ICP-MS, содержание Pd ниже порога определений, тем не менее, поскольку в руде содержится около 20 % пентландита, который образует крупные выделения в полях развития пирротина, есть возможность определить содержание палладия, присутствующего в нем в виде твердого раствора. Определение содержания этого элемента в Pn и распределение его в этом минерале по профилю проведено с помощью масс-спектрометрии с лазерной абляционно-индуктивно связанной плазмой (рис. 1).

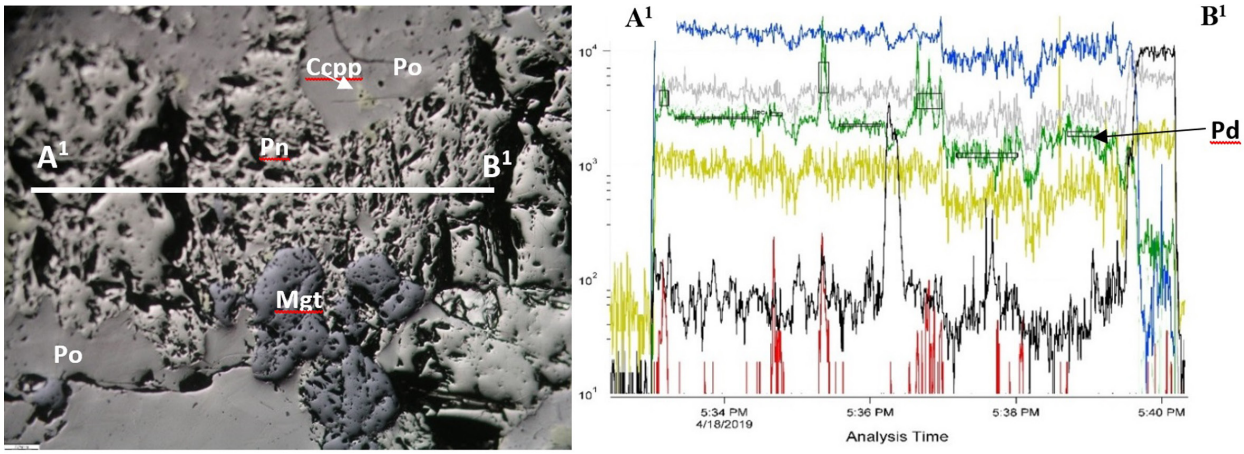


Рис. 1. А – пентландит в халькопирит-пирротиновой руде (Po – пирротин; Pn – пентландит; Cp – халькопирит; Mgt – магнетит). Линия A^1-B^1 – профиль определений, длина около 2 см. Изображение в отраженном свете. В – интенсивность импульсов определяемых элементов.

Fig. 1. A – pentlandite in chalcopyrite-pyrrhotite ore (Po – pyrrhotite; Pn – pentlandite; Cp – chalcopyrite; Mgt – magnetite). Line A^1-B^1 – profile definition, the length is about 2 cm. Image in reflected light. B – the intensity of the pulses of the detected elements.

Определено, что распределение содержания палладия по профилю, проведенному через крупное выделение (более 2 см) пентландита, расположенного в поле развития пирротина, неравномерно и изменяется в интервале от 131.6 до 327 ppm (среднее содержание 181.16 ppm или г/т). Следовательно, определение содержания палладия в пентландите дает возможность рассчитать его количество в концентрате и определить возможность его извлечения.

Массивная руда с преобладанием медистых рудных минералов

Руды, обогащенные медными сульфидами, концентрирующиеся в остаточном сульфидном растворе (ISS), содержат более высокие концентрации ЭПГ, а также более высокие концентрации теллура, мышьяка, висмута, сурьмы и олова, которые образуют с ЭПГ общие минеральные формы

в этих рудах, выделяющиеся в медных сульфидах. Как пример массивной руды этого типа, была изучена массивная медистая руда, также отобранная на западном фланге Октябрьского месторождения, расположенная на глубине 1617.6 м, представленная пентландит-кубанит-халькопиритовой разновидностью. В ней преобладают рудные минералы группы халькопирита со следующим содержанием основных сульфидов: халькопирит – 80 об. %, кубанит – 12 об. %, пентландит – 5 об. %. Содержания палладия в руде, определены методами РФА и ICP-MS, полученные результаты достаточно близки и составляют около 350 г/т. Методом рентгеновского микроанализа в образце этой руды были установлены минералы платиновой группы в ассоциации с золотом, серебром и галенитом (PbS), выделяющиеся в поле развития минералов группы халькопирита.

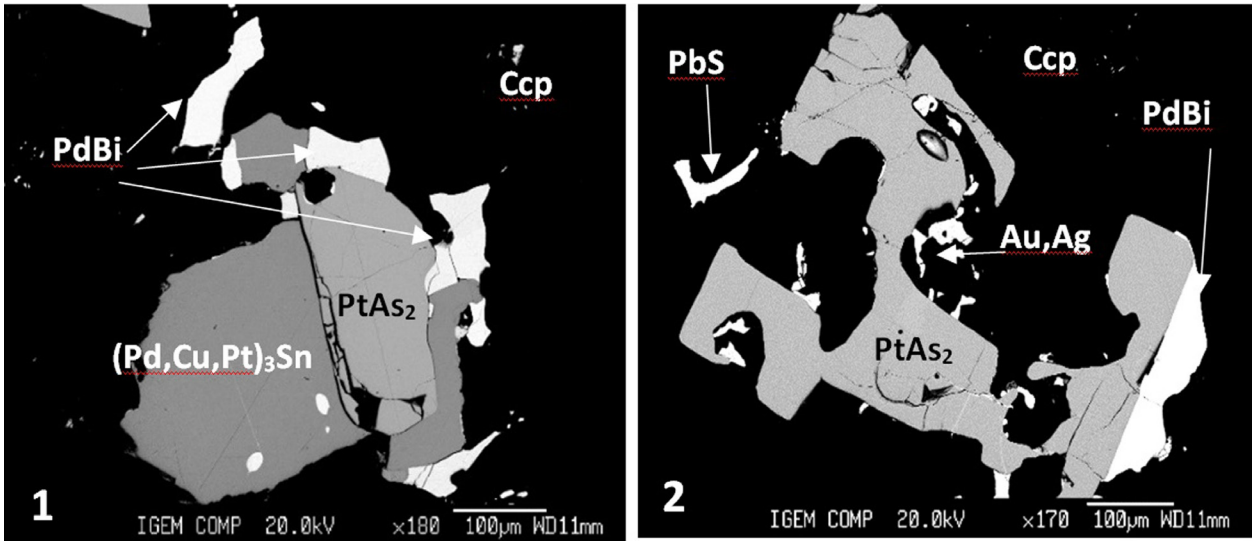


Рис. 2. Совместное выделение минералов платиновой группы (МПГ), Au и Ag в в кубанит-халькопиритовом агрегате массивной талнахитовой руды Октябрьского месторождения: 1 – полярит (PdBi) и станнопалладинит ($(Pd,Cu,Pt)_3Sn$) в сростке со сперрилитом ($PtAs_2$); 2 – полярит (PdBi) в сростке со сперрилитом ($PtAs_2$) и в ассоциации с золото-серебрянными сплавами и галенитом (PbS). Изображение в отраженных электронах.

Fig. 2. Joint isolation of platinum group minerals (MPG), Au,and Ag in the kubanite-chalcopyrite aggregate of the massive talnachite ore of the Oktyabrsky deposit: 1 – polarite(PdBi) and stannopalladinite ((Pd,Cu, Pt)3Sn) in the fusion with sperrilite (PtAs2); 2 – polarite (PdBi) in the fusion with sperrilite (PtAs2) and in association with gold-silver alloys and galenite (PbS). Image in reflected electrons.

Установлено, что палладий образует собственные минералы с висмутом, оловом, сурьмой и свинцом. Кроме того, эти минералы находятся в ассоциации с золотом, серебром и галенитом (см. рис. 2). В массивной талнахитовой руде Октябрьского месторождения установлены минералы палладия со следующими обобщенными составами – станнопалладинит $(Pd_{1.80\text{-}1.90}Pt_{0.27\text{-}0.36}Cu_{0.78\text{-}0.80})_{2.95\text{-}3.04}(Sn_{0.93\text{-}0.99}Sb_{0.05\text{-}0.11})$; полярит $(Pd_{0.94\text{-}0.96}Pt_{0.02\text{-}0.03})_{0.97\text{-}0.99}(Bi_{0.96\text{-}1.03}Pb_{0.01\text{-}0.07}Sb_{0.01})_{1.01\text{-}1.03}$; минерал состава $(Pd_{5.22\text{-}4.99}Cu_{0.13\text{-}0.15})_{5.12\text{-}5.37}(Sb_{0.47\text{-}0.42}Sn_{0.54\text{-}0.82}As_{0.27\text{-}0.59})_{1.63\text{-}1.88}$; соболевскит $(Pd_{1.06}(Bi_{0.84\text{-}0.88}Te_{0.06\text{-}0.10})_{0.94})$.

Таким образом, определено содержание палладия в существенно железистой массивной руде, где он присутствует в форме твердого раствора в значительном количестве (в среднем около 180 г/т пентландита), что позволяет рассчитать его количество в концентрате и определить возможность и рентабельность его извлечения. Подтверждено присутствие Pd в существенно медистой руде, где он концентрируется в остаточном расплаве ISS, совместно с платиной и образует целый ряд собственных минералов в ассоциации с Pt и элементами TABS.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-70001) «Изучение геологических и геодинамических обстановок формирования крупных месторождений стратегических металлов Арктической зоны России: выводы для прогнозирования и поисков новых месторождений».

Литература

1. Дистлер В.В. Петролого-геохимические закономерности формирования платиноносных медно-никелевых руд // Диссертация на соискание ученой степени д.г.-м.н. Москва. 1985.
2. Дистлер В.В., Гроховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л., Служеникин С.Ф., Филимонова А.А., Дюжиков О.А., Лапутина И.П. Петрология сульфидного магматического рудообразования». М. Изд-во: Наука. 1988.
3. Дистлер В.В., Служеникин С.Ф., Кабри Л.Дж, Криволуцкая Н.А., Туровцев Д.М., Голованова Т.А., Мохов А.В., Кнауфф В.В., Олешкевич О.И. Платиновые руды норильских расслоенных интрузивов: соотношение магматического и флюидного концентрирования благородных металлов // Геология рудных месторождений.1999. Т. 41. № 3. С. 241–265.
4. Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д., Филимонова А.А., Евстигнеева Т.Л., Коваленкер В.А., Лапутина И.П., Смирнов А.В., Гроховская Т.Л. Сульфидные медно-некелевые руды норильских месторождений. М. Изд-во: Наука. 1981.
5. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платиновых руд.// Санкт-Петербург. Изд-во: СПбГУ. 2003.
6. Служеникин С.Ф. Платино-медно-никелевые и платиновые руды Норильского района и их рудная минерализация // Российский химический журнал. № 2. Т. 54. 2010.
7. E. Mansur, S. Barnes, C. Duran, S. Sluzhenikin. Distribution of chalcophile and platinum-group elements amoung pyrrhotite, pentlandite, chalcopyrite and cubanite from the Noril'sk-Talnakh ores: implications for the formation of platinum-group minerals // Mineralium Deposita, published online, 29 November 2019.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 134–139

Источники кимберлитоподобных пород и ультрамафических лампрофиров в Восточном Присаянье по изотопно-геохимическим данным

Данилова Ю.В., Савельева В.Б., Демонтерова Е.И., Базарова Е.П., Данилов Б.С.
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, jdan@crust.irk.ru

Аннотация. На основании данных об особенностях химического состава и изотопных характеристиках Sm и Nd сделан вывод о предполагаемом источнике расплава, ответственного за формирование дайково-жильных кимберлитоподобных пород и ультрамафических лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного комплекса в Восточном Присаянье.

Ключевые слова: кимберлит, кимберлитоподобные породы, щелочно-ультраосновной комплекс, источники расплавов.

The sources of the melt of kimberlite-like rocks and ultramafic lamprophyres in the Eastern Sayan area according to isotope-geochemical data

Danilova Yu.V., Savel'eva V.B., Demonterova E.I., Bazarova E.P., Danilov B.S.
Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, 128 Lermontov St, jdan@crust.irk.ru

Abstract. A conclusion was made about the supposed source for the formation of dyke-vein kimberlite-like rocks and ultramafic lamprophyres of the Zima alkaline-ultramafic complex in the Eastern Sayan area on the basis of data on the chemical composition and isotopic characteristics of Sm and Nd.

Key words: kimberlite, kimberlite-like rocks, alkaline-ultrabasic complex, sources of melts.

Введение

В конце позднего рифея в пределах Урикско-Ийского грабена формировались крупные щелочно-карбонатитовые массивы. В этом же временном интервале происходило внедрение роев даек щелочно-ультраосновного состава. Возраст внедрения, ориентировочно составляет 600 млн. лет., что близко к датированным карбонатитам Белозиминского массива - 543 млн лет, K-Ar метод по (Багдасаров и др., 1980) и 645 млн. лет, Ar-Ar метод по (Doroshkevich et al., 2016). Возраст нефелиновых сиенитов Белозиминского массива по результатам датирования циркона U–Pb методом (Yarmolyuk et al., 2005) составляет 643±4 млн. лет. В данной работе исходя из минералого-геохимических и изотопных Sm и Nd характеристик выдвинуто предположение об источнике расплава, ответственного за формирование даек и жил кимберлитоподобных пород и ультрамафических лампрофиров.

Геология района

Согласно (Багдасаров и др., 2001) массивы щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов Урикско-Ийского грабена в Восточном Присаяньи объединены в зиминский комплекс. Комплекс состоит из Белозиминского, Большетагнинского, Среднезиминского щелочно-карбонатитовых массивов, с ними сопряжена Ярминская интрузивная (дайково-жильная) зона (рис. 1). Большетагнинский карбонатитовый массив с ультраосновными щелочными породами расположен в 10 км к северо-западу от более известного Белозиминского карбонатитового массива, в водораздельной части рек Белая Тагна и Ярма, притока реки Большого Кирея (Иркутская область, Тулунский район). Ярминская дайково-жильная зона располагается на 9-12 км юго-западнее Большетагнинского массива, в правом борту реки Ярма и ее притоков. Карбонатитовые массивы сопровождаются интракратонными и развитыми за пределами массивов сериями даек и жил щелочно-ультраосновного состава. Среди сходных на первый взгляд по минеральному составу пород ультраосновного щелочного состава выделяются жилы и дайки мощностью от первых десятков сантиметров до несколь-

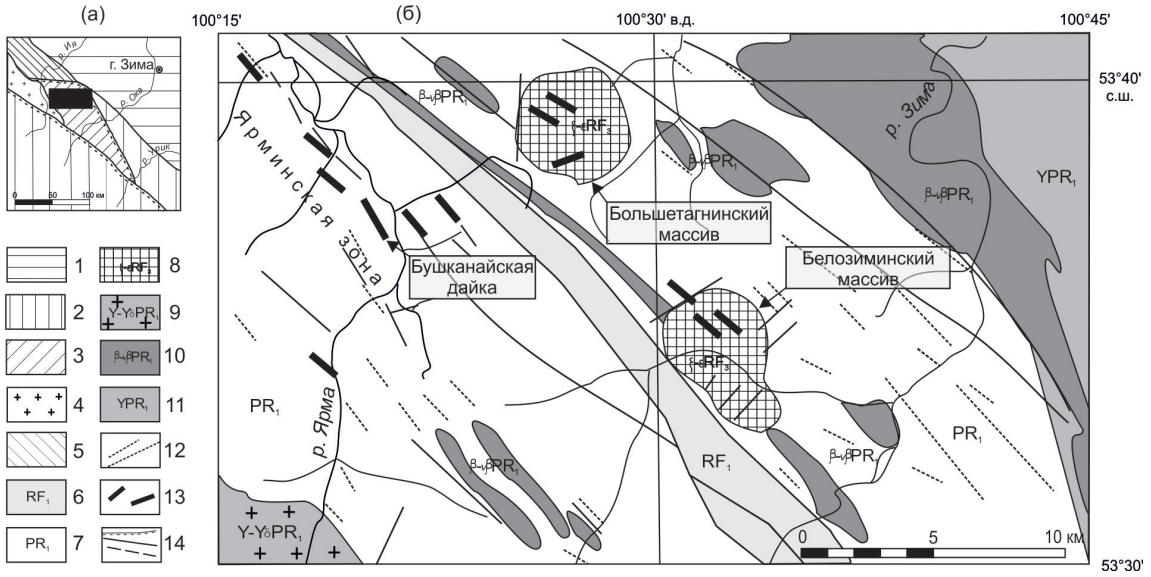


Рис. 1. Схемы расположения зиминского комплекса в пределах Урикско-Ийского грабена (а) и геологического строения участка работ (б).

(а): 1 – фанерозойский осадочный чехол; 2 – раннедокембрийские гранитогнейсовые комплексы; 3 – Урикско-Ийский грабен PR_1; 4 – граниты PR_1; 5 – отложения Присаянского прогиба (RF_3-V). (б): 6 – терригенные отложения RF_1; 7 – вулканогенно-осадочные отложения PR_1; 8 – зиминский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов RF_3; 9 – граниты саянского комплекса PR_1; 10 – габбро-диабазы PR_1; 11 – гнейсограниты PR_1; 12 –жилы основного состава нерасчлененные; 13 – дайки и жилы ультраосновного щелочного состава (вне масштаба); 14 – разломы.

Fig. 1. Schematic maps showing the locations of the Zima complex in the Urik-Iya graben (a) and the geological structure of the study area (б).

(a): 1 – Phanerozoic sedimentary cover; 2 – Early Precambrian granite-gneiss complexes; 3 – Urik-Iya graben PR_1; 4 – granite PR_1; 5 – deposits of the Sayan trough (RF_3-V). (б): 6 – terrigenous deposits RF_1; 7 – volcanic-sedimentary deposits PR_1; 8 – Zima complex of ultrabasic-alkaline rocks and carbonatite RF_3; 9 – granite of the Sayan complex PR_1; 10 – gabbro diabase PR_1; 11 – gneiss-granite PR_1; 12 – non-segmented veins of the main composition; 13 – dikes and veins of the ultrabasic alkaline composition (out of scale); 14 – faults.

ких метров флогопит-пироксеновых, беспироксеновых щелочных пикритов и ультрамафических лампрофиров (Petrographic Code …, 2008; Tappe et al., 2005). Жилы Ярминской зоны представлены ультрамафическими лампрофирами (айлликиты, дамтьерниты) и Бушканайской дайкой, сложенной слюдистыми щелочными пикритами с кимберлитом. Жилы беспироксеновых пикритов обнаружены только в Большетагнинском массиве.

Петрохимический состав пород

Айлликиты имеют порфировидную структуру с тонко- и мелкозернистой основной массой, которая состоит из флогопита, кальцита, диопсида, серпентина, талька, доломита. Вкрапленники образованы оливином и флогопитом. Свежий оливин встречается редко, в большинстве случаев замещен серпентином, магнетитом, тальком, доломитом, редко кальцитом. Акцессорные минералы представлены хромшпинелидами, титаномагнетитом, перовскитом, манганильменитом, рутилом, апатитом, гранатом.

Отдельные жилы по сравнению с вышеописанными породами заметно обеднены оливином и обогащены слюдой. Основная масса сложена клинопироксеном, флогопитом, керсутитом, в подчиненном количестве присутствуют калиевый полевой шпат, альбит, титаномагнетит, манганильменит, перовскит, апатит, серпентин, тальк, хлорит. Слюда присутствует во вкрапленниках и в основной массе. Порфировидные выделения оливина, нацело замещены серпентином, тальком и доломитом. По классификации (Tappe et al., 2005) породы можно отнести к дамтьернитам, как породам, содержащим щелочной полевой шпат.

Флогопит-пироксеновый пикрит представляет собой мезократовую породу с порфировидной структурой. Основная масса состоит из серпентина, флогопита, клинопироксена, хлорита, гидрограната, тремолита, кальцита, шпинелидов. Вкрапленники образованы серпентинизированным оливином и флогопитом. Содержания клинопироксена и слюды в образцах сильно варьируют.

Пикрит содержит включения меланократовой неравномернозернистой породы, на 65-70 % сложенной зернами серпентинизированого оливина и редкими зернами хромдиопсида. Основная масса образована серпентином, серпентинизированным оливином, хлоритизированным флогопитом, гидрогранатом, кальцитом, шпинелидами, апатитом**.** По минеральному составу порода близка к кимберлиту (Минаева, Егоров, 2008).

В Большетагнинском ийолит-сиенит-карбонатитовом массиве распространены дайки беспироксеновых щелочных пикритов. Основная масса состоит из серпентина, кальцита, флогопита, монтичеллита, хлорита, талька, титанистого граната, шпинелидов, апатита, перовскита, гидрограната. Вкрапленники представлены главным образом зернами серпентинизированного оливина, в отдельных жилах присутствуют вкрапленники флогопита.

В целом породы характеризуются очень низким содержанием SiO_2, Al_2O_3, сильно варьирующим содержанием MgO, CaO, CO_2, TiO_2 и Na_2O. На бинарных диаграммах составы изученных пород частично перекрываются и попадают в поля составов кимберлитов Амона и ультрамафических лампрофиров Торнгата и Саглека в Северной Америке (Tappe, 2008; Tappe, 2014). Точки составов пикрита и кимберлита Бушканайской дайки и беспироксеновых пикритов Большетагнинского массива, на диаграммах (рис. 2 а-г) (Becker et al., 2007) попадают в поле кимберлитов. Образец кимберлита Бушканайской дайки является самым низкотитанистым и низкокалиевым. Точка его состава располагается в области перекрытия полей южно-африканских кимберлитов I и II групп (Becker, le Roex, 2006). Для него характерны также низкие содержания SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, CaO, K_2O и Na_2O при резком преобладании K над Na и умеренные содержания $FeO_{общ}$., CO_2. Кимберлит Бушканайской дайки характеризуется также высокими концентрациями Ni, Co, Cr, но низкими V, Cu, Rb, Ba, Sr, высокозарядных и легких редкоземельных элементов (рис. 2 е). Индекс контаминации CI составляет всего 1.1 и позволяет предположить, что кимберлит Бушканайской дайки не претерпел существенного загрязнения коровым материалом. Пикриты, слагающие Бушканайскую дайку, имеют высокий индекс загрязнения CI = 2.0 и характеризуются повышенным содержанием Al_2O_3, TiO_2, CaO, K_2O, Na_2O, P_2O_5, Fe_2O_3.

Айлликиты и дамтьерниты, в общем, содержат больше TiO_2, K_2O, CO_2 и меньше MgO по сравнению с беспироксеновыми пикритами. CaO беспироксеновых пикритов входит в состав первично-магматического кальцита и постмагматического доломита (рис. 2 д). Точки составов айлликитов находятся в поле ультрамафических лампрофиров, тогда как дамтьерниты с крайне низким содержанием MgO на диаграмме (рис. 2 в) располагаются вне полей кимберлитов и ультрамафических лампрофиров. В дамтьернитах повышено содержание TiO_2, Al_2O_3, $FeO_{общ}$, P_2O_5, K_2O и Na_2O и самый высокий индекс CI (2.8) (Индекс контаминации CI = (SiO_2 + Al_2O_3 + Na_2O) / (MgO + 2K_2O) (Clement, 1982), тогда как в айлликитах CI от 1.3 до 2.1. Это позволяет предположить, что большинство ультрамафических лампрофиров претерпело значительную контаминацию коровым материалом. В ультрамафических лампрофирах несколько понижено содержание Ni, Co, Cr, при более высоком Zr, Nb, Ba и LREE по сравнению с кимберлитом. На диаграммах Ce-Nb, Ce/Y-Nb/Zr, ультрамафические лампрофиры демонстрируют сходство с кимберлитом и пикритами Бушканайской дайки, образуя общее облако точек. На диаграмме Ba/Nb-La/Nb эти же образцы, напротив, показывают большой разброс значений, часть из которых сходны по микроэлементному составу с кимберлитами I группы, а дамтьерниты приближаются к кимберлитам II группы (оранжеитам по (Becker, le Roex, 2006)).

Беспироксеновые пикриты Большетагнинского массива имеют низкое содержание SiO_2, Al_2O_3, умеренно высокое TiO_2, K_2O, варьирующееся MgO. Содержание Na_2O в беспироксеновых пикритах низкое, а отношение K_2O/Na_2O выше, чем в кимберлите. Индекс CI колеблется от низкого 1.2 до высокого 1.9 (в сильно хлоритизированных образцах). На диаграммах (рис. 2 е-з) они отчетливо обособляются как от ультрамафических лампрофиров, так и пикритов и кимберлита Бушканайской дайки.

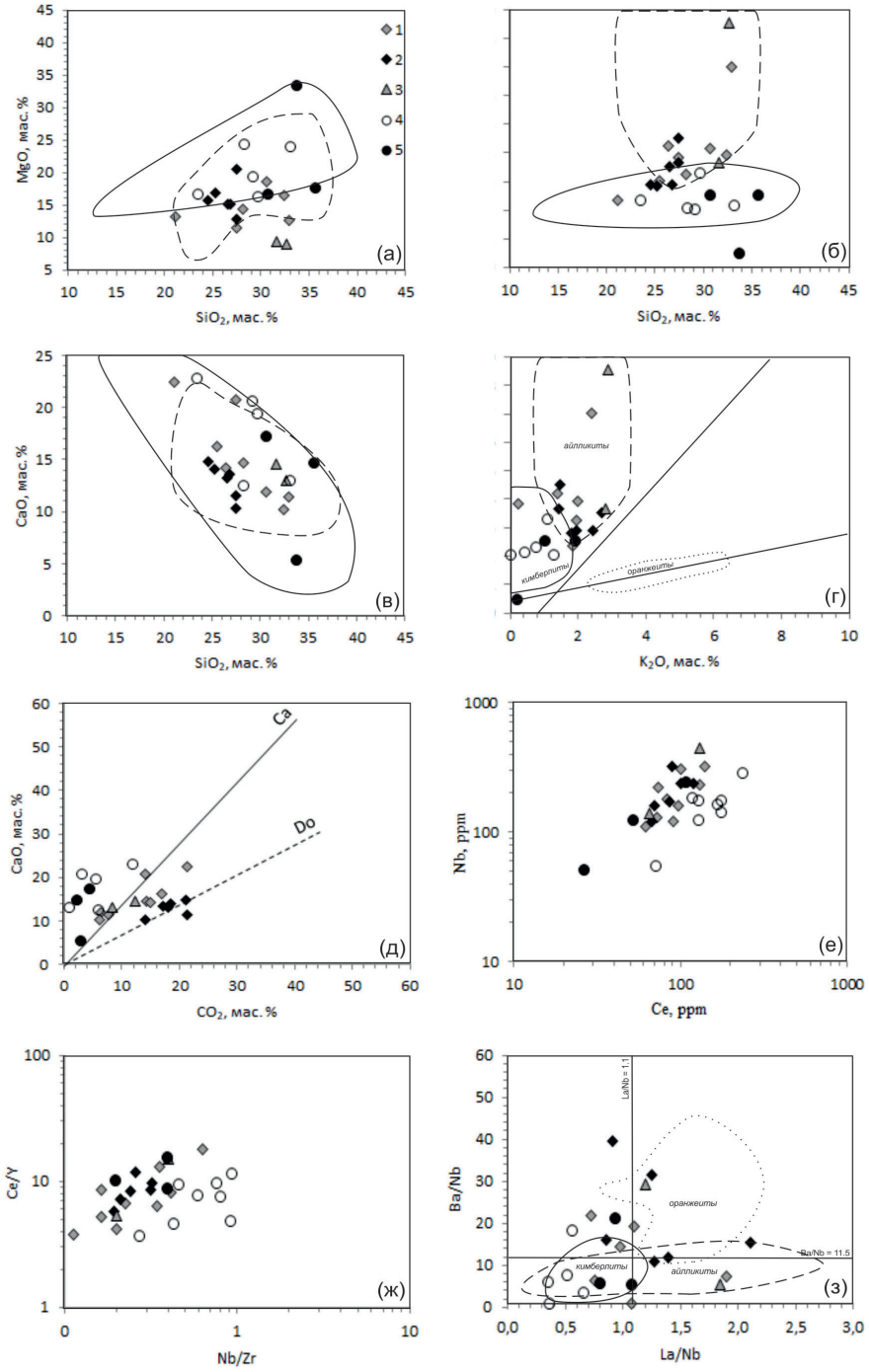


Рис. 2. Вариации петрогенных оксидов и соотношения Nb-Ce, Ce/Y-Nb/Zr, Ba/Nb-La/Nb в кимберлитоподобных породах и ультрамафических лампрофирах.
На фрагментах: 1 – неизмененные айлликиты; 2 – доломитизированные айлликиты; 3 – дамтьерниты; 4 – бес-пироксеновые пикриты; 5 – кимберлит и флогопит-пироксеновые пикриты.
Контурными линиями выделены поля: сплошная – кимберлиты I группы, пунктирная – ультрамафические лампрофиры (айлликиты, дамтьерниты), точечная – кимберлиты II группы (оранжеиты).

Fig. 2. Variations major oxides and the ratios of Nb-Ce, Ce/Y-Nb/Zr, Ba/Nb-La/Nb for kimberlite-like rocks and ultramafic lamprophyres.
On the fragments: 1 – unmodified aillikity; 2 – dolomitized aillikites; 3 – damtiernites; 4 – pyroxene-free picrites; 5 – kimberlite and phlogopite-pyroxene picrites.
The contour lines mark the fields: solid – kimberlites of groups I, dashed – ultramafic lamprophyres (aillikites, damtiernites), dotted – kimberlites of groups I (orangeites).

Sr-Nd изотопная систематика

Значения εSr и εNd в кимберлите, айлликите, флогопит-пироксеновом и беспироксеновом пикритах составляют соответственно от -10.3 до +66.1 и от +2.4 до +3.9. Анализы выполнены в ЦКП «Геодинамика и геохронология», ИЗК СО РАН (г. Иркутск). В целом, точки составов пород группируются в линейно вытянутый тренд, параллельный оси εSr(T) (рис. 3). Отрицательное значение εSr показывает только образец беспироксенового пикрита Большетагнинского массива. Эта точка с параметрами εSr (-10.3) и εNd (3.9) граничит с полями кимберлитов Сибири группы I и скомпилированных данных по кимберлитам Южной Африки и Китая и располагается наиболее близко к источникам типа OIB (Carlson et al., 2006; Smith, 1983; Toyama et al., 2012). Изотопные характеристики образцов пикрита и айлликита из даек Ярминской зоны аналогичные с кимберлитами группы I и попадают в поле кимберлитов Сибири, Южной Африки, Китая. В тоже время единственный среди наших образцов кимберлит не ассоциируется ни с одним из нанесенных для сравнения полей кимберлитов. Концентрация εSr в кимберлите Бушканайской дайки дает значение + 66.1 что соответствует сильно обогащенному изотопному составу. Обогащение радиогенным стронцием связано с изменением Rb/Sr отношения под влиянием вторичных процессов в минеральных фазах самого кимберлита.

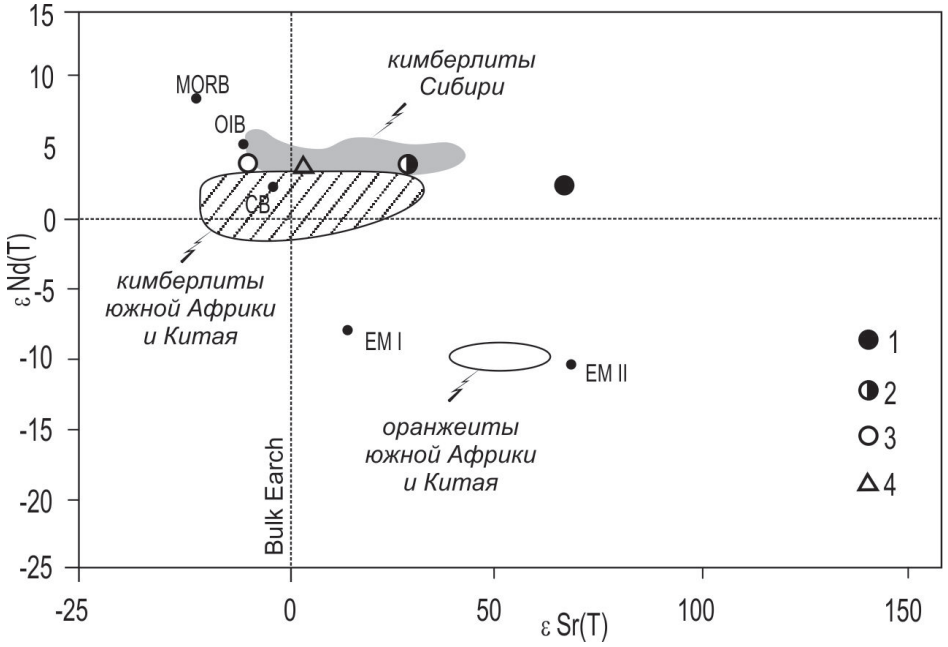


Рис. 3. Диаграмма εNd(T)–εSr(T) в кимберлитоподобных породах и ультрамафических лампрофирах.
1 – кимберлит; 2 – флогопит-пироксеновый пикрит; 3 – беспироксеновый пикрит; 4 – айлликит. Для сопоставления нанесены поля составов кимберлитов I и II группы и переходных Южной Африки, Китая и Сибири (Becker, le Roex, 2007; Toyama et al., 2012; Carlson et al., 2006). Изотопные составы континентальных базальтов (CB), серединно-океанических хребтов (MORB), океанических островов (OIB) и обогащенной мантии – EM I и EM II взяты из работы (Iwamori, Nakamura 2015).

Fig. 3. εNd(T)–εSr(T) diagram for for kimberlite-like rocks and ultramafic lamprophyres.
1 – kimberlite; 2 – phlogopite-pyroxene picrite; 3 – pyroxene-free picrite; 4 – aillikit. For comparison reasons, the diagram also shows the compositional fields of kimberlites of groups I, II and transitional ones of South Africa, China, and Siberia (Becker, le Roex, 2007; Toyama et al., 2012; Carlson et al., 2006). The isotopic compositions of continental basalts (CB), mid-ocean ridges (MORB), basalts in oceanic islands (OIB), and enriched mantle EM I and EM II are from (Iwamori, Nakamura 2015).

Заключение

Sr-Nd изотопная систематика позволяет предполагать существование гетерогенного мантийного источника во время образования дайково-жильных серий кимберлитов. Наблюдаемый на рис. 2 тренд указывает на участие в формировании расплавов деплетированной мантии. В то же время,

геохимические различия между беспироксеновыми пикритами, флогопит-пироксеновыми пикритами и айлликитами, предполагают участие метасоматизированной мантии, из которой выплавлялись эти породы, в частности, образование айлликитов из источника, обогащенного карбонатами. Кимберлит и пикрит Бушканайской дайки по химическому и микроэлементному составам наиболее близки к кимберлитам Мира. Очень высокое значение εSr свидетельствует о влиянии вторичных изменений на Rb/Sr систему и является основанием для отнесения кимберлита к области контаминированного источника.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Интеграционного проекта ИНЦ СО РАН, блок 1.4.

Литература

1. Багдасаров Ю.А., Вороновский С.Н., Аракелянц М.М. Новые данные K – Ar возраста ультраосновных-щелочных карбонатитовых массивов Восточных Саян и некоторые вопросы их образования // Доклады АН СССР. 1980. Т. 254. № 1. С. 171–175.
2. Багдасаров Ю.А., Гусев Г.С., Гущин А.В., Межеловский Н.В., Морозов А.Ф. Металлогения магматических комплексов внутриплитовых геодинамических обстановок. М. Изд-во: ГЕОС. 2001. 640 с.
3. Минаева Ю.А., Егоров К.Н. Минералого-петрографические особенности дайки кимберлит-пикритового состава в северо-западной части Урикско-Ийского грабена (Восточное Присаянье) // Записки РМО. 2008. № 3. С. 23–39.
4. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб. Изд-во: ВСЕГЕИ. 2008. 200 с.
5. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований ультраосновных щелочных комплексов в южном обрамлении Сибирского кратона // Доклады АН. 2005. Т. 404. № 3. С. 400–406.
6. Becker M., le Roex A. Geochemistry and petrogenesis of South African transitional kimberlites located on and off the Kaapvaal Craton // South African Journal of Geology. 2007. 110 (4). P. 631–646.
7. Becker M., le Roex A.P. Geochemistry of South African on- and off-Craton, Group I and Group II Kimberlites: Petrogenesis and Source Region Evolution // Journal of Petrology. 2006. 47 (4). P. 673–703. http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egi089.
8. Carlson R.W., Czamanske G., Fedorenko V., Ilupin I. A comparison of Siberian meimechites and kimberlites: implications for the source of high-Mg alkalic magmas and flood basalts // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2006. 7 (11). P. 1525–2027. https://doi.org/10.1029/2006GC001342.
9. Clement C.R. A comparative geological study of some major kimberlite pipes in the Northern Cape and Orange Free State. University of Cape Town. 1982. 432 p.
10. Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladykin N.V. Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. 116. P. 81–96. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.11.011
11. Iwamori H., Nakamura H. Isotopic heterogeneity of oceanic, arc and continental basalts and its implications for mantle dynamics // Gondwana Research. 2015. 27. P. 1131–1152. http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.09.003
12. Smith C.B. Pb, Sr and Nd isotopic evidence for sources of southern African Cretaceous kimberlites // Nature. 1983. 304. P. 51–54.
13. Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Kjarsgaard B.A. Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications // Journal of Petrology. 2005. 46 (9), P. 1893–1900. http://dx.doi.org/10. 1093/petrology/egi039.
14. Tappe S., Foley S.F., Kjarsgaard B.A., Romer R.L., Heaman L.M., Stracke A., Jenner G.A. Between carbonatite and lamproite Diamondiferous Torngat ultramafic lamprophyres formed by carbonate-fluxed melting of cratonic MARID-type metasomes // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2008.72. P. 3258–3286. http://dx.doi:10.1016/j.gca.2008.03.008.
15. Tappe S., Kjarsgaard B.A., Kurszlaukis S., Nowell G.M., Phillips D. Petrology and Nd-Hf Isotope Geochemistry of the Neoproterozoic Amon Kimberlite Sills, Baffin Island (Canada): Evidence for Deep Mantle Magmatic Activity Linked to Supercontinent Cycles // Journal of Petrology. 2014. 55 (10). P. 2003–2042. http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egu048.
16. Toyama C., Muramatsu Ya., Yamamoto J., Nakal S., Kaneoka I. Sr and Nd isotope ratios and trace element concentrations in kimberlites from Shandong and Liaoning (China) and the Kimberley area (South Africa) // Geochemical Journal. 2012. 46. P. 45–59. https://doi.org/10.2343/geochemj.1.0151.

Геохимия арктического горного озера в условиях загрязнения стоками апатит-нефелинового производства

Даувальтер В.А. [1], Слуковский З.И. [1,2], Денисов Д.Б.[1], Гузева А.В. [3]
[1] Институт проблем промышленной экологии Севера Кольского НЦ РАН, Апатиты, v.dauvalter@ksc.ru
[2] Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, slukovsky87@gmail.com
[3] Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, olina2108@mail.ru

Аннотация. В результате геохимических исследований озера Большой Вудъявр установлено, что поступление стоков апатит-нефелинового производства привело к значительным экологическим последствиям. В толще воды оз. Б. Вудъявр прослеживается четкая вертикальная гидрохимическая стратификация вследствие распределения потоков воды в разных слоях от двух главных притоков. По поверхности озера распространяются низкоминерализованные воды из р. Вудъяврйок, а в придонных слоях озера движутся минерализованные воды р. Юкспорррйок, загрязненные стоками добычи апатит-нефелиновых руд. Содержание главных ионов, соединений азотной и фосфорной группы и некоторых микроэлементов в придонном слое воды оз. Б. Вудъявр выше в 2-3 раза по сравнению с поверхностным слоем. Установлено, что все элементы, связанные с добычей и переработкой апатит-нефелиновых руд, находятся в повышенных концентрациях в поверхностных слоях донных отложений оз. Б. Вудъявр. Основными формами содержания элементов в донных отложениях является минеральные труднодоступные формы.

Ключевые слова: Арктика, антропогенная нагрузка, гидрохимия, геохимия, загрязнение, горные озера, поверхностные воды, донные отложения, горная промышленность.

Geochemistry of an arctic mountain lake under conditions of wastewater pollution from apatite-nepheline production

Dauvalter V.A. [1], Slukovskii Z.I. [1, 2], Denisov D.B. [1], Guzeva A.V. [1, 3]
[1] Institute of North Industrial Ecology Problems Kola SC RAS, Apatity, v.dauvalter@ksc.ru
[2] Institute of Geology of Karelian Research Centre of RAS, Petrozavodsk, slukovsky87@gmail.com
[3] Institute of Limnology of RAS, Saint Petersburg, olina2108@mail.ru

Abstract. As a result of geochemical studies of Lake Bolshoy Vudjavr, it was established that effluents from the apatite-nepheline production has led to significant environmental consequences. The clear vertical hydrochemical stratification is traced in the water column of Lake Bolshoy Vudjavr due to the distribution of water flows in different layers from the two main tributaries. Low-salinity waters from River Vudjavrjok spread over the lake surface, and saline waters of River Juksporrjok, polluted by the discharge of apatite-nepheline ores, move in the bottom lake layers. The content of the basic ions, nutrients and some trace elements in the bottom water layers of Lake Bolshoy Vudjavr is 2-3 times higher than in the surface layers. It was found that all elements associated with the extraction and processing of apatite-nepheline ores are in high concentrations in the surface layers of sediments of Lake Bolshoy Vudyavr. The main forms of the content of elements in sediments are mineral insoluble forms.

Key words: Arctic, anthropogenic load, hydrochemistry, geochemistry, pollution, mountain lakes, surface waters, sediments, mining.

Введение

Озеро Большой Вудъявр (далее по тексту оз. Б. Вудъявр) является самым крупным внутренним водоемом Хибинского щелочного горного массива, хотя относиться к классу небольших озер (1-10 км^2). Озеро занимает впадину среди окружающих его гор. Абсолютная отметка озера равна 312 м. Площадь его водной поверхности составляет 3.9 км^2, объем воды – 0.0579 км^3, наибольшая глубина – 37.6 м. Длина озера около 2 км, ширина – около 1.5 км.

Промышленное освоение региона началось со строительства Мурманской железной дороги, которая позволила осуществить геолого-разведывательные экспедиции и положила начало освоению минеральных ресурсов региона. Результатом рекогносцировочных геологических съемок

1920–1923 гг. под руководством академика А.Е. Ферсмана стало открытие в Хибинском горном массиве крупнейших в мире апатит-нефелиновых месторождений с огромными запасами фосфорного сырья. В 1929 г. был организован производственный трест «Апатит», который на протяжении десятилетия являлся основной организацией, осуществляющей освоение минеральных ресурсов Хибин. С 1931 г. на берегу оз. Б. Вудъявр началась переработка апатитовой руды на обогатительной фабрике (АНОФ-I). Именно с этого времени в оз. Б. Вудъявр и далее по р. Б. Белая начали поступать без очистки сточные воды.

Материалы и методы

С целью изучения влияния стоков добычи и переработки апатит-нефелиновых руд на химический состав воды и донных отложений (ДО) озера Б. Вудъявр в апреле 2018 г. сотрудниками ИППЭС КНЦ РАН были проведены исследования. Пробы воды с поверхностного слоя (1 м от поверхности), глубины 5 м и далее с шагом 5 м до дна отбирались в центральной части озера на акватории с максимальной глубиной 2-х литровым пластиковым батометром. Колонка ДО была отобрана пробоотборником Limnos и разделена на слои по 1 см. Для определения валовых концентраций элементов проводилось разложение образцов ДО путем кислотного вскрытия с использованием HF, HNO_3 и HCl в открытой системе. Содержание 50 элементов в пробах ДО определяли масс-спектральным методом на приборе XSeries-2 ICP-MS (Thermo Ficher Scientific). Химический состав воды и ДО определяли в центре коллективного пользования ИППЭС Кольского НЦ РАН по единым методикам (Даувальтер, 2012; Методы…, 2019).

Результаты и обсуждение

В толще воды оз. Б. Вудъявр прослеживается четкая вертикальная стратификация вследствие распределения потоков воды в разных слоях от двух главных притоков – по поверхности озера распространяются низкоминерализованные воды из р. Вудъяврйок, а в придонных слоях озера движутся более минерализованные воды р. Юкспорррйок, загрязненные рудничными стоками добычи апатит-нефелиновых руд АО «Апатит». Главным рудным минералом Хибинских месторождений является фторапатит ($Ca_5(PO_4)_3F$), который при выветривании поставляет в оз. Б. Вудъявр соединения P, Ca, F, Ti, Th, а также редкоземельные элементы (РЗЭ) и другие микроэлементы (Ферсман, 1968). В поверхностном слое зафиксировано нейтральное значение величины pH, а глубже находятся слабощелочные и щелочные воды (рис. 1).

Минерализация воды, содержание главных ионов, соединений азотной и фосфорной группы, некоторых микроэлементов в придонном слое толщи воды оз. Б. Вудъявр выше в 2-3 раза по сравнению с поверхностным слоем (рис. 1-3). При добыче апатит-нефелиновых руд на АО «Апатит» используются азотсодержащие взрывчатые вещества, которые значительно увеличивают содержание азотных соединений (рис. 2). Несмотря на высокие концентрации биогенных элементов, содержание органических веществ (цветность, $ХПК_{Mn}$ и $С_{орг}$, рис. 2) в оз. Б. Вудъявр меньше, чем в среднем в озерах Мурманской области (Кашулин и др., 2010) и озер северо-запада России (Никаноров, 2001).

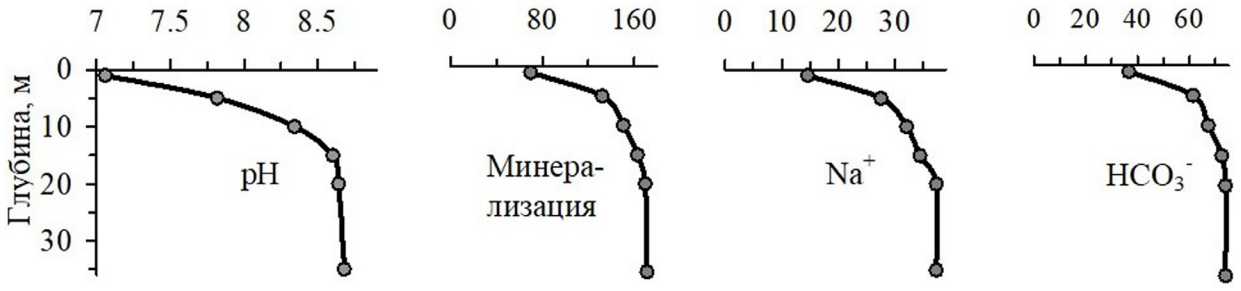


Рис. 1. Вертикальное распределение значений pH, минерализации и главных ионов Na^+ и HCO_3^- (мг/л) в водной толще оз. Б. Вудъявр.

Fig. 1. Vertical distribution of pH values, mineralization and main ions Na^+ and HCO_3^- (mg/l) in the water column of Lake Bolshoy Vudjavr.

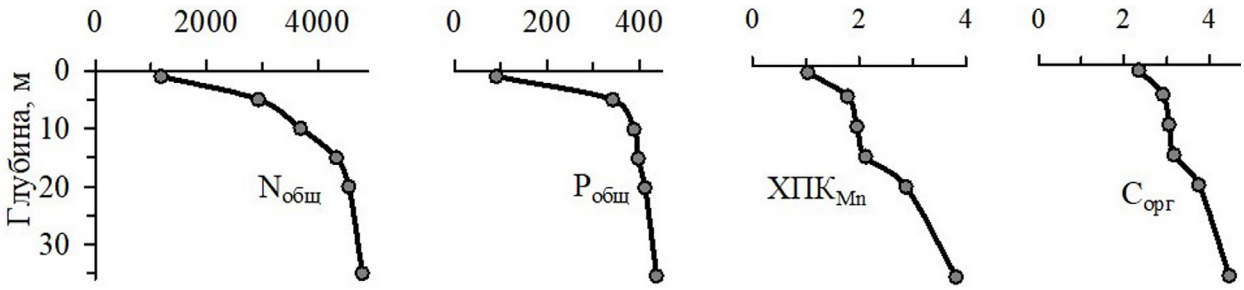


Рис. 2. Вертикальное распределение общего содержания биогенных элементов ($N_{общ}$ и $P_{общ}$, мкг/л), химического потребления кислорода ($ХПК_{Mn}$) и органического углерода ($C_{орг}$) в водной толще оз. Б. Вудъявр.

Fig. 2. Vertical distribution of the total content of nutrients (N_{tot} and P_{tot}, μg/l), chemical oxygen demand (COD_{Mn}) and organic carbon (C_{org}) in the water column of Lake Bolshoy Vudjavr.

Шахтные и рудничные стоки обогащают воду оз. Б. Вудъявр щелочными и щелочноземельными металлами (Ca, Na, K, Sr), соединениями N, P, Mn, Fe, Mo, Al (рис. 3). Рудным минералом является также нефелин, представляющий собой алюмосиликат калия и натрия $(Na,K)AlSiO_4$, который в процессе выветривания обогащает природные воды щелочными металлами Na и K, а также Al (рис. 3).

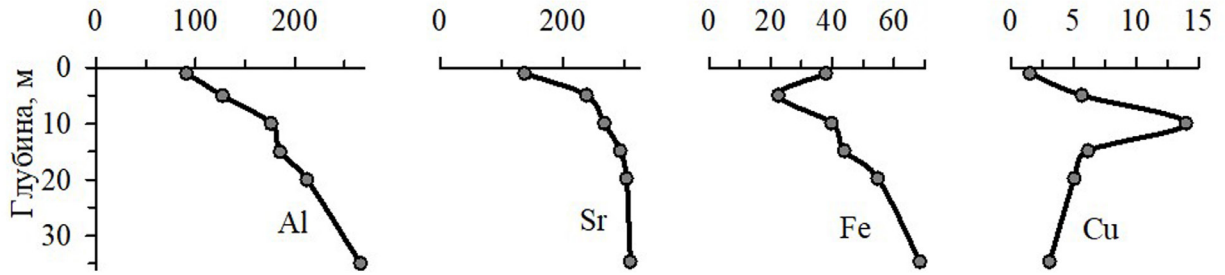


Рис. 3. Вертикальное распределение содержания микроэлементов (мкг/л) в водной толще оз. Б. Вудъявр.
Fig. 3. Vertical distribution of the content of trace elements (μg/l) in the water column of Lake Bolshoy Vudjavr.

В оз. Б. Вудъявр поступают стоки обогатительной фабрики и рудников АО «Апатит» с большим содержанием взвешенных веществ, а также тонко- и мелкодисперсные пылевые частицы горных пород, образующиеся после взрывов и в процессе погрузки и разгрузки раздробленного материала на рудниках. Поэтому все элементы (щелочные и щелочноземельные металлы, РЗЭ, P, Ti, Th), связанные с добычей и переработкой апатит-нефелиновых руд, находятся в повышенных концентрациях в поверхностных слоях ДО оз. Б. Вудъявр (рис. 4 и 5).

Подобное распределение РЗЭ было зафиксировано в ДО оз. Имандра в зоне поступления сточных вод АО «Апатит» (Даувальтер и др., 1999), но слой ДО с повышенными относительно фоновых значений содержаниями в оз. Имандра меньше в 2 раза (10 см), что говорит о меньшей скорости в нем осадконакопления. Влияние на формирование химического состава ДО оз. Б. Вудъявр оказывают также и выбросы комбината «Североникель», находящегося от озера на расстоянии менее 50 км, что сказалось в повышении концентраций тяжелых металлов (Cu, Ni, Co, Cd, Pb, Sn) к поверхности ДО (рис. 6). Анализ вертикального распределения химических элементов в колонке ДО оз. Б. Вудъявр мощностью 27 см установил значительное увеличение концентраций многих элементов в верхнем 20-см слое по сравнению с нижележащими слоями (рис. 4-6). Эти результаты полностью согласуются с ранее проводимыми исследованиями (Денисов и др., 2006).

Ранее проведенными исследованиями было установлено, что скорость осадконакопления в оз. Б. Вудъявр составляет примерно 2.3 мм/год (Слуковский и др., 2020). Подобная скорость осад-

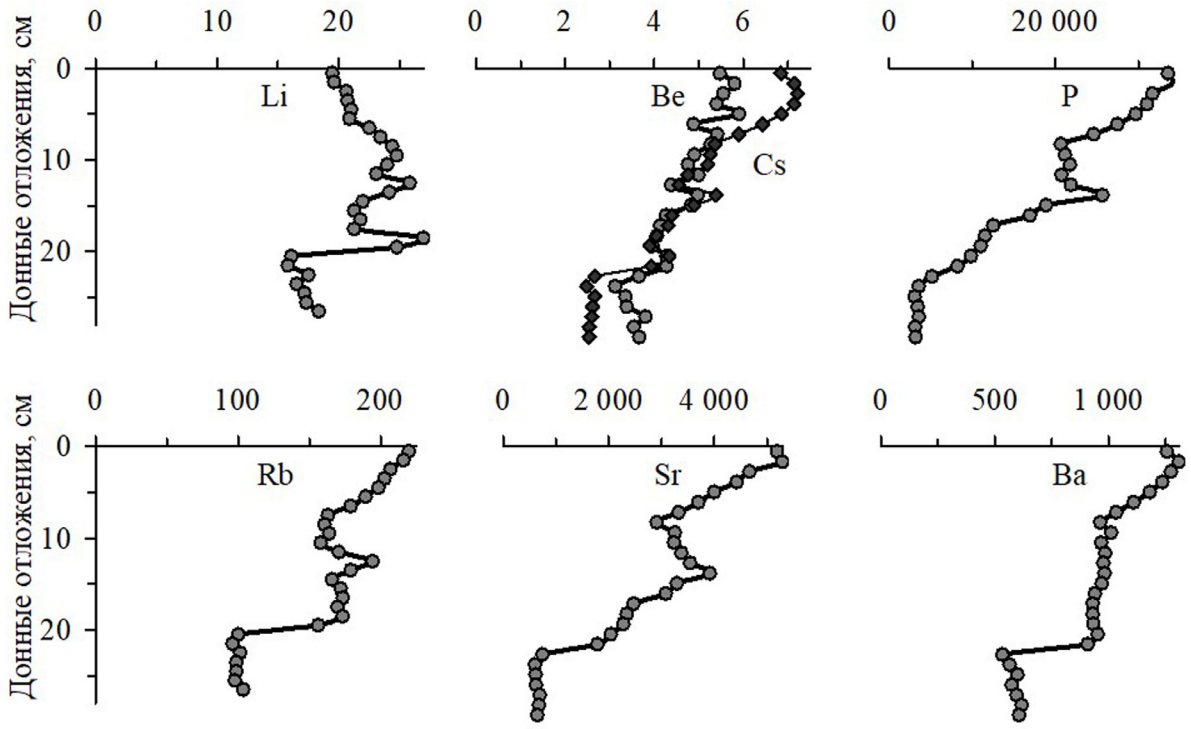


Рис. 4. Вертикальное распределение валовых концентраций (мкг/г) щелочных и щелочноземельных металлов и P в ДО оз. Б. Вудъявр.

Fig. 4. Vertical distribution of total concentrations (μg/g) of alkali and alkaline earth metals and P in the sediments of Lake Bolshoy Vudjavr.

конакопления была выявлена в водоемах Мурманской области, получающих стоки добычи и переработки медно-никелевых руд – озера Имандра (1.5 мм/год, Моисеенко и др., 2002) и Куэтсъярви (1.5-3 мм/год, Dauvalter, 2003). Большая скорость осадконакопления в озерах Куэтсъярви и Б. Вудъявр связана, вероятно, с их меньшими размерами по сравнению с оз. Имандра – крупнейшим озером в Мурманской области.

Основной формой содержания тяжелых металлов в ДО является минеральная форма (до 70 %), однако органическим веществом аккумулируется от 16 до 30 % поступающих в озеро металлов (Слуковский и др., 2019, 2020). В самом верхнем слое ДО высока роль водорастворимой формы металлов (до 15 %).

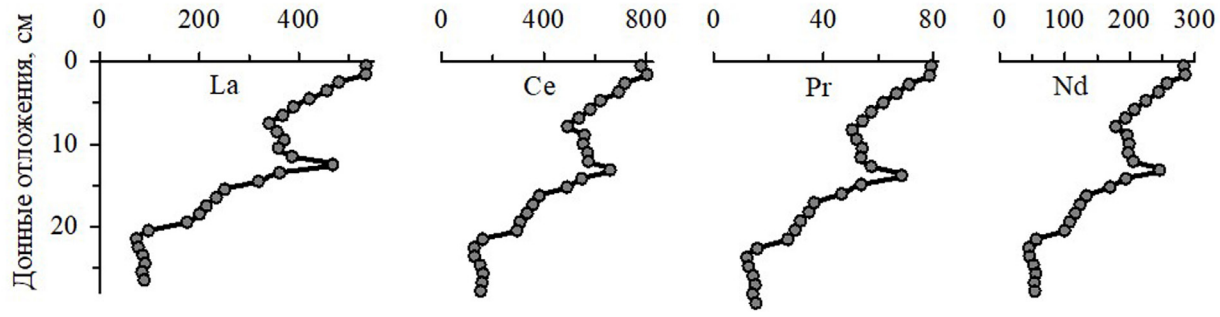


Рис. 5. Вертикальное распределение валовых концентраций (мкг/г) редкоземельных элементов в ДО оз. Б. Вудъявр.

Fig. 5. Vertical distribution of total concentrations (μg/g) of rare earth elements in sediments of Lake Bolshoy Vudjavr.

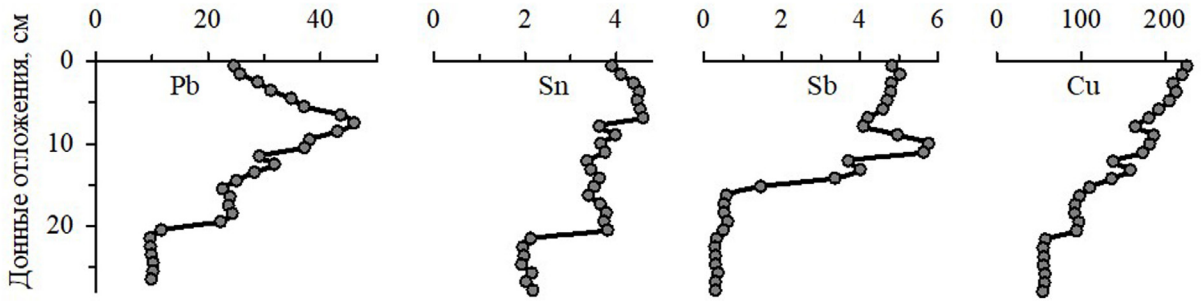


Рис. 6. Вертикальное распределение валовых концентраций (мкг/г) микроэлементов в ДО оз. Б. Вудъявр.
Fig. 6. Vertical distribution of total concentrations (μg/g) of trace elements in sediments of Lake Bolshoy Vudjavr.

Выводы

Химический состав воды оз. Б. Вудъявр претерпел значительные перемены вследствие трансформации гидрологического и гидрохимического режимов в результате поступления сточных вод промышленных предприятий АО «Апатит» и коммунально-бытовых стоков, застройки городской территории, прокладывания подземных и наземных коммуникаций, выведения части поверхностного стока из баланса водоемов. Значительно возросла минерализация воды оз. Б. Вудъявр, величина pH, содержание соединений азота и фосфора. Установлена четкая вертикальная гидрохимическая стратификация вследствие распределения потоков воды от двух главных притоков оз. Б. Вудъявр, при которой гидрохимические показатели в придонном слое воды оз. Б. Вудъявр выше в 2–3 раза по сравнению с поверхностным слоем. Повышенные концентрации биогенных элементов в воде озера способствуют интенсивному развитию процессов эвтрофирования. Все элементы (щелочные и щелочноземельные металлы, РЗЭ, P, Ti, Th), связанные с добычей и переработкой апатит-нефелиновых руд, находятся в повышенных концентрациях в поверхностных слоях ДО оз. Б. Вудъявр. Основной формой содержания элементов в ДО является минеральная труднодоступная форма.

Работа выполнена в рамках темы НИР № 0226-2019-0045 (полевые работы) и поддержана из средств грантов РФФИ № 18-05-60125 (химический анализ) и РНФ № 19-77-10007 (определение форм нахождения металлов).

Литература

1. Даувальтер В.А., Моисеенко Т.И., Родюшкин И.В. Геохимия редкоземельных элементов в озере Имандра, Мурманская область // Геохимия. 1999. № 4. С. 376–383.
2. Даувальтер В.А. Геоэкология донных отложений озер. Мурманск. Изд-во: Мурманского гос. техн. ун-та. 2012. 242 с.
3. Денисов Д.Б., Даувальтер В.А., Кашулин Н.А., Каган Л.Я. Долговременные изменения состояния субарктических водоемов в условиях антропогенной нагрузки (по данным диатомового анализа) // Биология внутренних вод. 2006. № 1. С. 24–30.
4. Кашулин Н.А., Сандимиров С.С., Даувальтер В.А., Кудрявцева Л.П., Терентьев П.М., Денисов Д.Б., Валькова С.А. Аннотированный экологический каталог озер Мурманской области (Восточная часть. Бассейн Баренцева моря). В 2-х Ч. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2010. Ч. 1. 249 с. Ч. 2. 128 с.
5. Методы экологических исследований водоемов Арктики. Мурманск. Изд-во: МГТУ. 2019. 180 с.
6. Никаноров А.М. Гидрохимия. СПб. Изд-во: Гидрометеоиздат. 2001. 444 с.
7. Слуковский З.И., Мицуков А.С., Даувальтер В.А. Молибден в донных отложениях озера Большой Вудъявр, Мурманская область: вертикальное распределение и формы нахождения // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 534–538. https://doi.org/10.31241/FNS.2019.16.109.
8. 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, Артика): новые геохимические данные // Экология урбанизированных территорий. 2020, № 4. С. 96–107. https://doi.org/10.24412/1816-1863-2020-4-96-107.
9. Ферсман А.Е. Наш апатит. М. Изд-во: Наука. 1968. 136 с.
10. Dauvalter V. Impact of mining and refining on the distribution and accumulation of nickel and other heavy metals in sediments of subarctic lake Kuetsjärvi, Murmansk region, Russia // Journal of Environmental Monitoring. 2003. V. 5 (2). P. 210–215. https://doi.org/10.1039/b301144p.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 145–149

Тяжелые металлы в донных отложениях озера Фара, Западный Шпицберген

Даувальтер В.А. [1], Мещеряков Н.И. [2], Усягина И.С. [2], Духно Г.Н. [2], Шарин В.В. [3, 4], Слуковский З.И. [1, 5], Денисов Д.Б. [1]

[1] Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, v.dauvalter@ksc.ru
[2] Мурманский морской биологический институт РАН, Мурманск
[3] Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург – Ломоносов
[4] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург
[5] Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, slukovsky87@gmail.com

Аннотация. По результатам комплексных исследований донных отложений была проведена оценка современного экологического состояния озера Фара, Западный Шпицберген. Установлено увеличение содержания Pb и As в поверхностных слоях донных отложений в 4 и 3 раза соответственно по сравнению с фоновым содержанием, что объясняется многолетней добычей угля в близлежащем шахтерском поселке. В целом степень загрязнения этого арктического озера по 8 исследуемым тяжелым металлам (Ni, Cu, Co, Zn, Pb, Cd, Hg, As) можно оценить как умеренное.

Ключевые слова: Арктика, Шпицберген, озера, донные отложения, тяжелые металлы, гранулометрический состав, органическое вещество.

Heavy metals in sediments of Lake Fara, West Svalbard

Dauvalter V.A. [1], Meshcheryakov N.I. [2], Usyagina I.S. [2], Dukhno G.N. [2], Sharin V.V. [3, 4], Slukovskii Z.I. [1, 5], Denisov D.B. [1]

[1] Institute of North Industrial Ecology Problems Kola SC RAS, Apatity, v.dauvalter@ksc.ru
[2] Murmansk Marine Biological Institute RAS, Murmansk, Russia
[3] Polar Marine Geological Expedition, St. Petersburg – Lomonosov, Russia
[4] Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia
[5] Institute of Geology of Karelian Research Centre of RAS, Petrozavodsk, slukovsky87@gmail.com

Abstract. Based on the results of comprehensive studies of sediments, an assessment of the current ecological state of Lake Fara, West Spitsbergen, was carried out. An increase in the content of Pb and As in the surface sediment layers was established by 4 and 3 times, respectively, compared to the background content, which is explained by the long-term coal mining. In general, the degree of contamination of this Arctic lake for 8 investigated heavy metals (Ni, Cu, Co, Zn, Pb, Cd, Hg, As) can be assessed as moderate.

Key words: Arctic, Spitsbergen, lakes, sediments, heavy metals, particle size distribution, organic matter.

Введение

Освоение природных ресурсов Арктики в последние годы нарастает ускоренными темпами, поэтому антропогенная нагрузка на арктическую окружающую среду с каждым годом будет только усиливаться. Если еще в начале XX века Арктика оставалась одной из самых нетронутых результатами антропогенной деятельности в мире территорий, то спустя век современное экологическое состояние вызывает озабоченность, в первую очередь, стран, обладающих арктическими территориями (Россия, Канада, Норвегия, Дания, США), так и во всем мире. Это требует необходимость проведения комплексных исследований водных и наземных экосистем Арктики для оценки их состояния. На архипелаге Шпицберген относительно долгая история добычи угля (с начала двадцатого века) заставляет учитывать состояние окружающей среды не только в настоящее время, но и до недавней деятельности человека (Rose et al. 2004). Учитывая сохраняющийся потенциал эксплуатации ископаемого топлива на Шпицбергене (Holte et al. 1996), проведение комплексных экологических исследований на Шпицбергене, как одной из наиболее индустриально освоенных территорий в высоких широтах Арктики, является вдвойне важным. С целью оценки современного экологического

состояния водных систем промышленно освоенных территорий архипелага Шпицберген сотрудниками нескольких научных организаций России были проведены комплексные исследования донных отложений (ДО) озера Фара, Западный Шпицберген.

Материалы и методы

Пробы поверхностного слоя (0-2 см) ДО из оз. Фара (норвежское название озера Тенндаммен) были отобраны летом 2018 г. дночерпателем Питерсена на 7 станциях (рис.). Глубина на станциях отбора проб была примерно одинаковой по всему озеру и находилась в пределах 1.5-1.6 м. Для озера характерны округлая форма с радиусом около 250 м и резкий свал глубин недалеко от берега. Координаты озера – 78°06′ с.ш. и 15°02′ в.д., площадь озера 0.15 км^2, площадь водосбора 2.1 км^2, максимальная глубина – 2.5 м. В геологическом строении водосбора озера принимают участие современные морские отложения, а также песчаники и глинистые сланцы палеоцен-эоценового возраста (Boyle et al, 2004). В 10 км от озера на северо-восток расположен российский шахтерский поселок Грумант. Свое название поселок получил из-за старого поморского названия Шпицбергена – Грумант. В поселке Грумант с 1931 г. Государственным трестом «Арктикуголь» производилась добыча угля, но из-за отсутствия глубоководного порта его погрузка на суда происходила в порту Колсбей, куда вела железная дорога. В течение 30 лет оз. Фара испытывало довольно интенсивную антропогенную нагрузку. За время своего существования трест «Арктикуголь» добыл на руднике Грумант 2 млн. т угля. В 1961 г. было принято решение о консервации рудника.

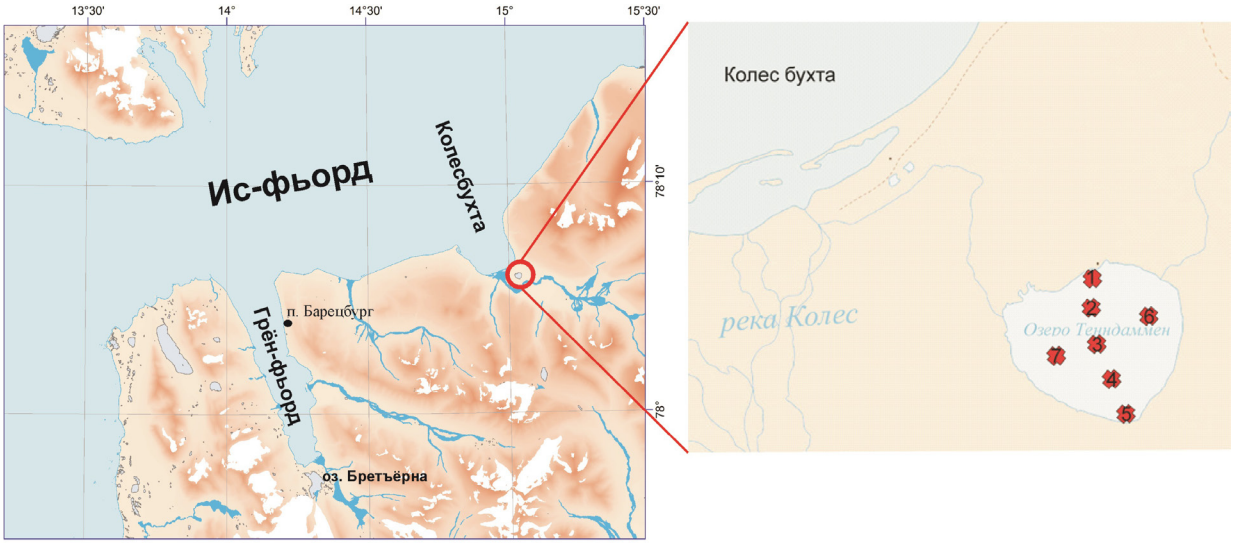


Рис. Карта-схема станций отбора проб донных отложений в озере Фара (Тенндаммен).
Fig. Map of sampling stations of sediments in Lake Fara (Tenndammen).

В пробах ДО оз. Фара в ММБИ РАН проведен гранулометрический анализ, определены потери при прокаливании (ППП), как косвенный показатель содержания органического материала. Содержание тяжелых металлов (ТМ – Ni, Cu, Co, Zn, Cd, Pb, As, Hg) определялось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) в центре коллективного пользования ИППЭС КНЦ РАН по единым методикам. Методика отбора и определение химического состава ДО подробно описаны ранее (Даувальтер, 2012; Методы…, 2019).

Оценка современного экологического состояния оз. Фара проводилась по методике Л. Хокансона (Håkanson, 1980) с помощью коэффициента загрязнения (C_f) каждого загрязняющего ТМ (Ni, Cu, Co, Zn, Pb, Cd, Hg, As). Значения C_f находили путем деления концентраций ТМ в поверхностном 1-см слое на фоновое значение для данного ТМ, определенное как среднее фоновое значение в ДО озер Мурманской области (Kashulin et al., 2017) (табл. 2). Степень загрязнения (C_d) определяли суммированием всех значений C_f для восьми ТМ для данной станции. В этом подходе при-

держивались следующей классификации C_f^i: $C_f^i < 1$ – низкий; $1 \le C_f^i < 3$ – умеренный; $3 \le C_f^i < 6$ – значительный; $C_f^i \ge 6$ – высокий коэффициент загрязнения. Аналогично, при характеристике C_d, придерживались классификации, из расчета, что суммируем значения C_f по 8 элементам: $C_d < 8$ – низкая; $8 \le C_d < 16$ – умеренная; $16 \le C_d < 32$ – значительная; $C_d \ge 32$ – высокая степень загрязнения (Даувальтер, 2012).

Результаты и обсуждение

По результатам гранулометрического анализа установлено, что в ДО оз. Фара в целом преобладают пелитовая и алевритовая фракции с примесью разнозернистого песка (Даувальтер и др., 2019). В ДО со станции 5 (южный мелкий берег) присутствуют включения гравийно-галечных зерен. В ДО озера присутствуют частички угля, особенно на станции 1 (северный берег). Несмотря на небольшую глубину озера и короткий безледный период, в нем происходит сортировка частиц ДО по гранулометрическим фракциям в результате, главным образом, волновой деятельности, выражающейся в том, что в центральной части озера (станции 2-4, а также 6) преобладает тонкодисперсная пелитовая и алевритовая фракция (размером <0.01 мм), доля которой составляет на этих станциях от 55 до 84 %. На этих станциях практически отсутствуют фракции грубого и крупного песка, появляется незначительная доля среднего и мелкого песка (первые единицы процента), увеличивается доля алевритовой фракции (от 10 до 40 %). В ДО станций, расположенных ближе к берегу, уменьшается доля пелитовой фракции, но увеличивается алевритовой и псаммитовой. Таким образом, распределение гранулометрических типов осадков в оз. Фара соответствует идеальной схеме течения процессов сортировки и осаждения материала, при котором от периферии бассейна к его центру идет постепенное уменьшение размера частиц, слагающих осадки (Страхов и др., 1945; Håkanson, 1980).

Значения ППП в ДО оз. Фара невелики для северных и арктических озер (Даувальтер, 2012) и находятся в небольшом диапазоне от 5.4 до 8.8 %, причем максимальная величина зафиксирована в прибрежных станциях 1 и 7 (табл. 1), что нехарактерно для озерных отложений, где, как правило, в тонкодисперсных отложениях отмечаются более высокие величины ППП (Даувальтер, 2012). Наименьшее значение ППП зафиксировано на станции 5, в ДО которой присутствует довольно большая доля гравийно-галечных зерен (17 %). Незначительные величины ППП могут говорить о неактивной биологической деятельности в самом озере (за счет чего образуется автохтонный органический материал) и на территории его водосбора (аллохтонный материал), что характеризует суровые арктические условия.

Таблица 1. Гранулометрический состав и потери веса при прокаливании (ППП) донных отложений озера Фара (Тенндаммен), %, значения коэффициента корреляции ППП и содержания гранулометрических фракций (r).

Table 1. Granulometric composition and loss on ignition (LOI) of sediments of Lake Fara (Tenndammen), %, the values of the correlation coefficient of the LOI and particle size fractions (r).

Станции	ППП LOI	>2	1-2	1-0.5	0.5-0.25	0.25-0.1	0.1-0.05	0.05-0.01	<0.01
		мм							
1	8.8	1.7	3.0	14.9	10.7	12.3	8.9	14.0	34.5
2	7.5	0.0	0.1	0.3	1.2	4.5	2.4	7.5	84.0
3	6.7	0.0	0.1	1.3	1.2	4.2	6.8	18.1	68.3
4	5.5	0.0	0.0	0.0	0.2	1.0	4.1	39.5	55.2
5	5.4	16.7	7.2	4.0	2.2	2.6	7.0	33.1	27.2
6	6.0	0.0	0.1	0.5	1.0	5.3	2.1	18.5	72.5
7	8.8	0.0	0.0	0.6	1.8	10.9	9.7	49.5	27.5
r		-0.42	-0.24	0.46	0.59	0.92	0.57	-0.08	-0.25

Содержание большинства ТМ (Cu, Ni, Co, Zn, Cd, Hg) в ДО оз. Фара (средние значения 31, 39, 16, 75, 0.14, 0.037 мкг/г соответственно) сопоставимо со средними фоновыми концентрация-

ми озер Мурманской области (Kashulin et al., 2017). Превышение фоновых концентраций зафиксировано для Pb и As в среднем в 4 и 3 раза соответственно, среднее содержание которых составляет 18 и 9.1 мкг/г. Ранее проведенными исследованиями в оз. Тенндаммен было установлено, что среднее содержание Cu, Pb и Zn в колонке ДО составляет 24, 21 и 78 мкг/г соответственно (Boyle et al, 2004), что не намного отличается от полученных нами результатов. На станции 1 зафиксировано превышение фоновых концентраций более чем в 2 раза для Cu и Ni. В целом по результатам определения содержания 8 исследованных ТМ степень загрязнения оз. Фара оценивается как умеренная со значительными коэффициентами загрязнения по Pb и As.

Проведенный корреляционный анализ показал достоверную высокую связь органического материала с мелко-песчаной фракцией (r=0.92), что также нехарактерно для озерных отложений. Менее значимые величины коэффициента корреляции были выявлены для средне-песчаной и алевритовой фракций (r=0.59 и 0.57 соответственно). Установлена достоверная высокая связь содержания Cu и Ni (r=0.97 и 0.95 соответственно) с органическим материалом, что говорит о нахождении этих металлов в составе органических соединений. Вышеперечисленные металлы имеют также высокие коэффициенты корреляции с песчаными фракциями 0.1–1 мм (r=0.74-0.97).

Таблица 2. Концентрации ТМ в ДО оз. Фара (в числителе), значения коэффициента загрязнения (Cf, в знаменателе), степени загрязнения (Cd, последняя колонка в таблице) и средние фоновые концентрации ТМ в ДО озер Мурманской области (Kashulin et al., 2017).

Table 2. Concentrations of heavy metals in the sediments of Lake Fara (in the numerator), the values of the contamination factor (Cf, in the denominator), degree of contamination (Cd) and the average background concentrations of heavy metals in the lake sediments of the Murmansk region (Kashulin et al., 2017).

Станции	Cu	Ni	Co	Zn	Cd	Pb	As	Hg	C_d
1	59.2	59.0	12.3	61.0	0.213	13.3	9.23	0.022	
	2.2	2.2	1.0	0.6	0.9	3.0	2.9	0.6	13.5
2	28.1	36.7	18.1	75.9	0.053	19.9	8.85	0.082	
	1.1	1.4	1.4	0.8	0.2	4.5	2.8	2.4	14.5
3	27.1	37.5	17.1	83.6	0.185	19.5	8.06	0.030	
	1.0	1.4	1.3	0.9	0.8	4.4	2.5	0.9	13.2
4	25.5	34.5	15.7	75.8	0.155	17.4	7.13	0.028	
	1.0	1.3	1.2	0.8	0.7	3.9	2.2	0.8	11.9
5	22.8	28.3	13.1	63.5	0.052	15.5	9.02	0.022	
	0.9	1.0	1.0	0.7	0.2	3.5	2.8	0.6	10.8
6	27.0	35.9	17.4	80.3	0.152	20.1	10.9	0.042	
	1.0	1.3	1.4	0.8	0.7	4.6	3.4	1.2	14.4
7	28.0	37.8	15.8	83.8	0.145	19.9	10.8	0.036	
	1.0	1.4	1.2	0.9	0.6	4.5	3.4	1.0	14.1
Фон	26.7	27.1	12.8	95.7	0.228	4.4	3.17	0.035	

В толще ДО оз. Болтерскардет, расположенного в 10 км на восток от поселка Грумант, среди исследованных ТМ (Pb, As, Cd , Cu, Cr, Co, Ni и Sn) только Pb показывает значительное увеличение концентраций от нижних к верхним частям колонки (Sun et al., 2006). Обнаружено также увеличение антропогенного потока Pb в вертикальном распределении. Антропогенные потоки Pb были относительно низкими до 1945 г., т.е. до конца Второй мировой войны – около 0.7 мкг/см^2·год. После 1945 г. отмечалось более чем двукратное увеличение потока Pb со средним значением 1.8 мкг/см^2·год. В период между 1980-ми и 1990-ми годами произошло резкое увеличение потока Pb до среднего значения 5.9 мкг/см^2·год. Изменение потоков антропогенного Pb до 1970 г. в оз. Болтерскардет показывает картину, сходную с данными в ледниковых щитах Гренландии (Boutron et al. 1995). Таким образом, в конце XX века в оз. Болтерскардет наблюдается быстро увеличивающаяся тенденция антропогенных потоков Pb. Это говорит о том, что местная антропогенная деятель-

ность (например, сжигание угля) сыграла важную роль в увеличении антропогенного потока Pb в последние два десятилетия XX века. Ранее проведенными исследованиями (Rognerud et al., 1998) было также обнаружено, что в поверхностных слоях ДО озер Шпицбергена происходит повышение концентраций Hg и Pb по сравнению с ее доиндустриальными содержаниями. Увеличение содержания ТМ в ДО водоемов, вероятно, является результатом загрязнения за счет трансграничного переноса, так и от местных источников. Поэтому необходимы дальнейшие исследования Арктических озер Шпицбергена, очень чувствительных к изменениям состояния окружающей среды и климата.

Выводы

В ДО оз. Фара в целом преобладают тонкодисперстные пелитовая и алевритовая фракции с примесью разнозернистого песка. В результате определения содержания 8 исследованных ТМ в ДО оз. Фара установлено, что степень загрязнения этого арктического озера можно оценить как умеренное, но значительные коэффициенты загрязнения выявлены для Pb и As, что является результатом влияния, в первую очередь, многолетней добычи угля в близлежащем шахтерском поселке Грумант. Установлена достоверная высокая связь содержания Cu и Ni с органическим материалом, а также с песчаными фракциями.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0226-2019-0045, госзадания «Комплексные исследования экосистем фьордов и морей, омывающих архипелаг Шпицберген» (полевые работы, отбор проб, гранулометрический анализ и определение потерь при прокаливании) и частично поддержана из средств грантов РФФИ № 18-05-60125 (пробоподготовка к химическому анализу) и РНФ № 19-77-10007 (определение содержания элементов).

Литература

1. Даувальтер В.А. Геоэкология донных отложений озер. Мурманск. Изд-во: МГТУ. 2012. 242 с.
2. Даувальтер В.А., Мещеряков Н.И., Усягина И.С., Духно Г.Н., Шарин В.В., Слуковский З.И. Предварительные результаты исследований донных отложений арктического озера Фара, Западный Шпицберген // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 121–125. https://doi.org/10.31241/FNS.2019.16.025.
3. Методы экологических исследований водоемов Арктики. Мурманск. Изд-во: МГТУ. 2019. 180 с.
4. Страхов Н.М. О сравнительно-литологическом направлении и его ближайших задачах // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд-е геологии. 1945. № 3-4.
5. Boutron C.F., Candelone J.P., Hong S.M. Greenland snow and ice cores – unique archives of large-scale pollution of the troposphere of the northern-hemisphere by lead and other heavy-metals // Science of the Total Environment. 1995. V. 161. P. 233–241. https://doi.org/10.1016/0048-9697(95)04359-9.
6. Boyle J.F., Rose N.L., Appleby P.G., Birks H.J.B. Recent environmental change and human impact in Svalbard: the lake-sediment geochemical record // Journal of Paleolimnology. 2004. V. 31. P. 515–530. https://doi.org/10.1023/B:JOPL.0000022549.07298.6e.
7. Håkanson L. An ecological risk index for aquatic pollution control – a sedimentological ap-proach // Water Research. 1980. V. 14. P. 975–1001. https://doi.org/10.1016/0043-1354(80)90143-8.
8. Holte B, Dahl S., Gulliksen B. and Næs K. Some macrofaunal effects of local pollution and glacier-induced sedimentation, with indicative chemical analyses, in the sediments of two Arctic fjords // Polar Biology. 1996. V. 16. P. 549–557.
9. Kashulin N.A., Dauvalter V.A., Denisov D.B., Valkova S.A., Vandysh O.I., Terentjev P.M., Kashulin A.N. Selected aspects of the current state of freshwater resources in the Murmansk Region, Russia // Journal of Environmental Science and Health, Part A. 2017. V. 52. No. 9. P. 921–929. https://doi.org/10.1080/10934529.2017.1318633.
10. Rognerud S., Skotvold T., Fjeld E., Norton S.A., Hob K.A. Concentrations of trace elements in recent and preindustrial sediments from Norwegian and Russian Arctic lakes // Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science. 1998. V. 55. P. 1512–1523. https://doi.org/10.1139/cjfas-55-6-1512.
11. Rose N.L., Rose C.L., Boyle J.F., Appleby P.G. Lake-sediment evidence for local and remote sources of atmospherically deposited pollutants on Svalbard // Journal of Paleolimnology. 2004. V. 31. P. 499–513. https://doi.org/10.1023/B:JOPL.0000022548.97476.39.
12. Sun Q., Chu G., Liu J., Gao D. A 150-year Record of Heavy Metals in the Varved Sediments of Lake Bolterskardet, Svalbard // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2006. V. 38. No. 3. P. 436–445. https://doi.org/10.1657/1523-0430(2006)38.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 150–154

Загрязнение горного озера стоками апатит-нефелинового производства

Даувальтер М.В. [1], **Даувальтер В.А.** [2], **Денисов Д.Б.** [2], **Слуковский З.И.** [2,3]
[1] *Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, dauvalter@geoksc.apatity.ru*
[2] *Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, v.dauvalter@ksc.ru*
[3] *Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, slukovsky87@gmail.com*

Аннотация. Приведены результаты 10-летних мониторинговых гидрохимических исследований и проведена оценка качества озера Комариное, расположенного на территории разработки апатит-нефелинового месторождения Олений ручей. Выявлено увеличение величины pH воды, минерализации, содержания и соотношения главных ионов, соединений азотной группы (NO_2^- и NO_3^-) в последние годы, а также ряда микроэлементов (Sr, Mo, Cu, F), в несколько раз превышающие величину предельно допустимых концентраций вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов. По содержанию биогенных элементов озеро в настоящее время характеризуется как эвтрофное. Резкое увеличение содержания соединений биогенного элемента (азота) может привести к развитию цветения потенциально токсичных цианобактерий. Озеро Умбозеро, которое получает воду из озера Комариное, также подвержено риску развития процессов цветения воды и загрязнения.

Ключевые слова: апатит-нефелиновые месторождения, Хибины, качество вод, поверхностные воды.

Contamination of a mountain lake by wastewaters of apatite-nepheline production

Dauvalter M.V. [1], **Dauvalter V.A.** [2], **Denisov D.B.** [2], **Slukovskii Z.I.** [2,3]
[1] *Geological Institute Kola SC RAS, Apatity, dauvalter@geoksc.apatity.ru*
[2] *Institute of North Industrial Ecology Problems Kola SC RAS, Apatity, v.dauvalter@ksc.ru*
[3] *Institute of Geology of Karelian Research Centre of RAS, Petrozavodsk, slukovsky87@gmail.com*

Abstract. The results of 10-year monitoring studies of the chemical composition of water are given and the quality of Lake Komarinoe, located on the territory of the development of the Oleniy Ruchey apatite-nepheline deposit, is assessed. An increase in the pH value of water, mineralization, content and ratio of the main ions, nutrients (NO_2^- and NO_3^-) in recent years, as well as trace elements (Sr, Mo, Cu, F), several times exceeding the value of the maximum permissible concentrations of harmful substances for the water of fishery reservoirs. According to the content of nutrients, the lake is currently characterized as eutrophic. A sharp increase in the content of nutrients can lead to the development of a bloom of potentially toxic cyanobacteria. Lake Umbozero, which receives water from Lake Komarinoe, is also at risk of water bloom and pollution.

Key words: apatite-nepheline deposits, Khibiny, water quality, surface water.

Введение

Одним из наиболее мощных факторов антропогенного преобразования окружающей среды, в том числе природных вод, являются горнодобывающая промышленность. В работах (Мироненко и др., 1988, 1989; Даувальтер, Кашулин, 2015) описаны последствия влияния техногенного воздействия горнодобывающих предприятий на подземные и поверхностные воды. Изменения химического состава поверхностных вод обусловлены поступлением загрязняющих веществ из поверхностных техногенных накоплений (пруды-отстойники, массивы отвальных пород и т.п.) и нарушением естественного гидродинамического и гидрохимического режима поверхностных и подземных вод (Даувальтер, Даувальтер, 2019, 2020).

Акционерное общество «Северо-Западная Фосфорная Компания» (АО «СЗФК») учреждено ПАО «Акрон» в 2005 г. для реализации проекта по созданию новой фосфорной сырьевой базы в Мурманской области. В ноябре 2006 г. АО «СЗФК» получило лицензию на право пользования недрами месторождений апатит-нефелиновых руд Олений Ручей и Партомчорр. В 2012 г. завершено строительство первой очереди ГОК, выполнены пусконаладочные работы в корпусах обогатитель-

ной фабрики, получены первые тонны апатитового концентрата. С июня 2013 г. АО «СЗФК» полностью обеспечивает потребности российских химических предприятий группы «Акрон» в фосфатном сырье. Как утверждает руководство АО «СЗФК», основным принципом экологической политики компании является устойчивое развитие при максимально рациональном использовании природных ресурсов и сохранении благоприятной окружающей среды для будущих поколений. Компания проводит масштабную работу по исследованию негативных факторов действующего производства и их подавлению. Возможное воздействие на природоохранные объекты от эксплуатации промышленного предприятия сводится к минимуму (https://www.szfk.ru/). Целью данной работы является оценка загрязнения и динамика качества поверхностных вод Хибинского щелочного массива в результате разработки апатит-нефелиновых месторождений на примере оз. Комариное.

Материалы и методы

Озеро Комариное (водосбор р. Умба) расположено на юго-востоке Хибинского щелочного массива, в 8.9 км на северо-восток от пос. Коашва (Кашулин и др., 2012). Это небольшое (площадь 0.66 км^2), по форме близкое к овальной, озеро ледникового происхождения, наибольшая длина которого – 1.53 км, наибольшая ширина – 0.65 км, высота над уровнем моря 174 м (рис.). Территория водосборной площади по типу ландшафтов относится к лесотундровой зоне с высотами до 600 м. Берега озера высокие, каменистые. На водосборной площади озера до начала разработки месторождения были распространены березовые и сосновые леса.

Химический состав воды оз. Комариное исследовался в течение последних 10 лет с 2011 по 2020 гг. Пробы озерных вод отбирались сотрудниками АО «СЗФК» 4 раза в год – в конце зимы (март–апрель), в половодье (июнь), в летнюю межень (август), в начале зимнего периода (октябрь–ноябрь). Анализ проб воды проводился в аккредитованной лаборатории ОАО КГИЛЦ: определялись значения pH, жесткость, ионный состав (Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, NH_4^+, HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, NO_3^-, F^-), содержание микроэлементов (Al, Fe, Mn, Sr, Cu, Zn, Ni, Co, Cr, Cd, Pb, Mo, Hg, B, Be, Ba). В данной работе проведен анализ динамики химического состава воды оз. Комариное до начала и за период разработки месторождения.

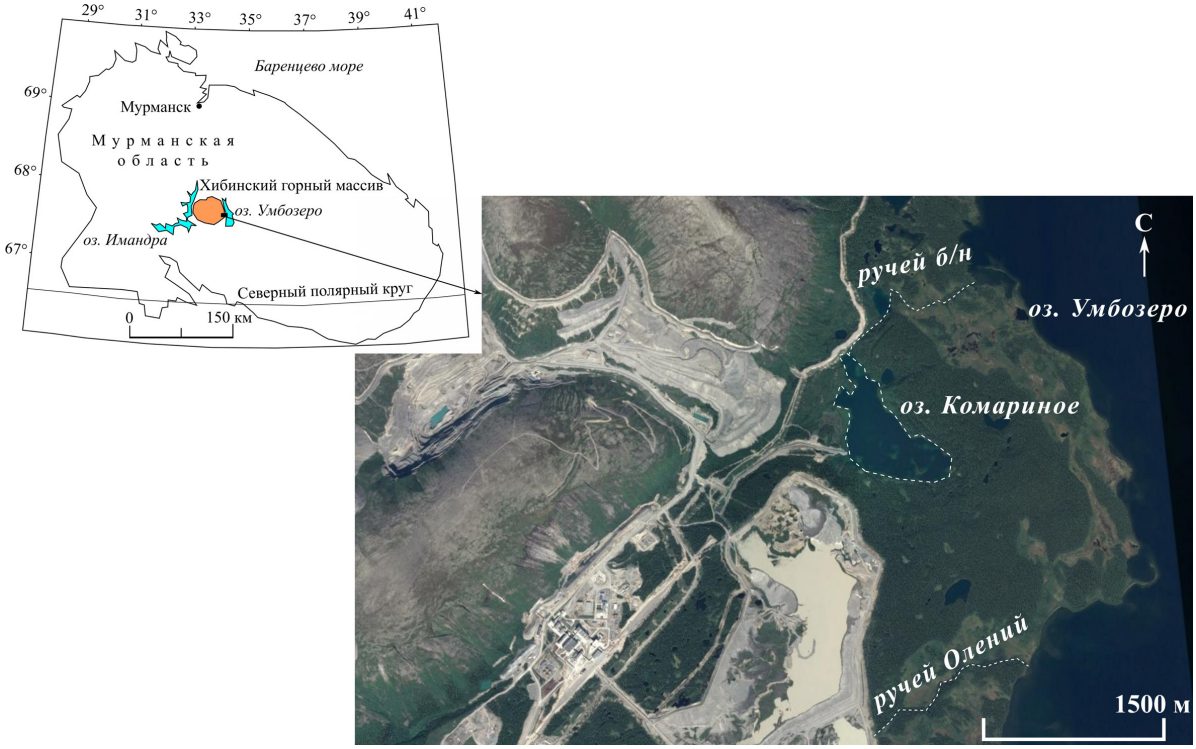


Рис. Карта-схема расположения оз. Комариное.
Fig. Schematic map of the location of Lake Komarinoe.

Результаты и обсуждение

Вода в оз. Комариное до начала деятельности АО «СЗФК» была нейтральной, гидрокарбонатно-натриевого состава и характеризовалась невысокими значениями общей минерализации (в среднем 35 мг/л) (Кашулин и др., 2012). Изменение химического состава воды легче всего проследить по соотношению главных ионов, входящих в состав воды. Формула ионного состава воды (Курлова) оз. Комариное в это время выглядела следующим образом:

$$M_{0.035}\ pH_{7.2}\ \frac{HCO_3 72\ SO_4 21\ Cl 6\ NO_3 1}{Na 62\ Ca 23\ K 10\ Mg 4}$$

В самом начале деятельности АО «СЗФК» в 2011 г. формула Курлова воды оз. Комариное оставалась практически в неизменном виде:

$$M_{0.040}\ pH_{7.3}\ \frac{HCO_3 76\ SO_4 18\ Cl 5\ NO_3 2}{Na 60\ Ca 20\ K 12\ Mg 8}$$

Спустя десятилетие, весной 2020 г. эта формула претерпела значительные изменения, особенно в соотношении главных анионов:

$$M_{0.309}\ pH_{9.4}\ \frac{NO_3 34\ SO_4 20\ HCO_3 18\ F 18\ CO_3 5\ Cl 3\ NO_2 1}{Na 64\ Ca 22\ K 11\ Mg 2}$$

Добыча и переработка апатит-нефелиновых руд, выветривание вскрышных щелочных пород привело к увеличению содержания главных ионов и минерализации, что было отмечено за 10-летний период гидрохимического мониторинга оз. Комариное (табл.).

Гидрокарбонат-ион являлся преобладающим анионом в воде оз. Комариное в природном состоянии, на втором месте был сульфат-ион, на третьем – хлорид-ион, т.е. для этого озера было характерно «классическое» распределение в поверхностных водах как Хибинского щелочного массива, так и Мурманской области в целом (Кашулин и др., 2008; Даувальтер, Даувальтер, 2014). Весной 2020 г. было зафиксировано, что на первое место среди анионов переместился нитрат-ион, на второе – сульфат-ион, а обычно превалирующий гидрокарбонат-ион занимает третье место, т.е. вода озера имеет явно техногенное происхождение. При добыче апатит-нефелиновых руд на АО «СЗФК» используют азотсодержащие взрывчатые вещества, которые значительно увеличивают содержание в поверхностных водах азотных соединений. Содержание нитрат-иона NO_3^- в последние годы растет в степенной прогрессии, и за последние 10 лет увеличилось почти на 2 порядка, превышая величину предельно допустимой концентрации для воды рыбохозяйственных водоемов $ПДК_{рбхз}$ – 40 мг/л (табл.). В последние годы более чем на порядок увеличилось и содержание другого более опасного иона азотной группы – нитрит-ион NO_2^-, намного превышающего значение $ПДК_{рбхз}$ (табл.).

Особенностью химического состава воды оз. Комариное, как и всех природных вод Хибинского щелочного массива (Даувальтер, Даувальтер, 2019, 2020; Dauvalter et al., 2020), является преимущественное преобладание катиона Na^+, а также повышенное относительное содержание катиона K^+, которое сопоставимо по концентрациям с катионом Ca^{2+}, тогда как природные воды равнинных территорий Мурманской области, не получающие прямое загрязнение промышленных предприятий, характеризуются гидрокарбонатным классом и кальциевой группой, и катион K^+, как правило, находится на последнем месте среди основных катионов (Даувальтер, Даувальтер, 2010, 2014).

За 10-летний период наблюдений происходит достоверное увеличение величины pH воды оз. Комариное (табл.), что связано с контактированием вод со щелочными породами, содержащими щелочные и щелочноземельные металлы, усилением влияния разработки месторождения и увеличением глубины подземных горных выработок. В соответствии с требованиями к составу и свойствам воды водоемов рыбохозяйственного назначения, величина pH не должна выходить за пределы значений 6-9. В последнее время максимальные значения величины pH воды оз. Комариное превысило критическое значение 9 (табл.), которое по классификации величины pH соответствует щелочным водам. Увеличение содержание щелочноземельных металлов привело к повышению жесткости воды оз. Комариное.

Таблица. Изменение гидрохимических показателей оз. Комариное за последние 10 лет.
Table. Changes in the hydrochemical parameters of Lake Komarinoe over the past 10 years.

Показатели, мг/л	ПДК$_{рбхз}$	Год			
		2011	2014	2017	2020
Ca^{2+}	180	0.80–2.80 2.00	3.40–5.00 4.35	12.6–16.8 15.3	13.4–17.4 15.5
Mg^{2+}	40	0.12–1.09 0.48	0.12–0.73 0.52	0.85–2.42 1.55	0.60–1.94 1.09
Na^{+}	120	6.41–7.86 7.13	7.08–10.5 9.03	15.6–24.3 21.5	24.6–59.3 33.6
K^{+}	10	1.99–2.49 2.23	2.22–4.18 3.07	5.23–6.35 5.77	10.4–17.4 12.8
HCO_3^{-}	–	20.1–26.3 23.3	28.1–31.1 29.6	48.2–68.3 58.7	44.5–60.4 53.7
SO_4^{2-}	100	3.29–6.17 4.73	3.51–5.53 4.45	11.0–37.1 29.2	26.6–39.5 31.07
F^{-}	0.75	0.26–0.46 0.35	0.35–0.47 0.39	0.10–0.29 0.21	0.65–13.7 4.00
Cl^{-}	300	0.20–0.35 0.24	0.98–2.01 1.41	3.22–3.68 3.50	2.83–4.92 3.68
NO_2^{-}	0.08	0.02–0.07 0.04	0.02–0.06 0.04	0.06–0.07 0.07	0.29–1.22 0.69
NO_3^{-}	40	0.4–1.12 0.74	2.87–9.79 5.66	14.9–23.4 18.2	35.6–84.3 48.37
Минерализация	–	34–46 41	54–73 62	120–162 145	158–309 203
pH	6–9	7.15–7.49 7.30	7.09–7.67 7.34	7.59–8.11 7.79	6.62–9.41 7.89
Mo	0.001	0.001–0.005 0.002	0.001–0.003 0.002	0.001–0.008 0.006	0.003–0.011 0.009
Sr	0.4	0.032–0.087 0.063	0.097–0.160 0.129	0.20–0.48 0.40	0.41–0.61 0.50
Cu	0.001	0.001–0.003 0.002	0.001–0.005 0.003	0.001–0.007 0.00	0.001–0.045 0.013

В составе горных пород Хибинского щелочного массива (в пегматитах и мельтейгит-уртитах) широко распространены минералы, содержащие Mo – молибденит MoS_2 молибдит MoO_3, вульфенит $PbMoO_4$ и ферримолибдит $Fe_2(MoO_4)_2 \cdot 8H_2O$ (Сулименко и др., 2017). Условия нахождения молибденита детально охарактеризованы А.Н. Лабунцовым, которым в 1927 г. было открыто молибденитовое месторождение Тахтарвумчорр (Красоткин и др., 2005). В природных водах, приуроченных к районам разработки хибинских апатит-нефелиновых месторождений, обнаружено присутствие Mo в количествах, значительно превышающих ПДК$_{рбхз}$ (Кашулин и др., 2008; Сулименко и др., 2017; Чукаева, Матвеева, 2018). В воде оз. Комариное содержание Mo увеличивается в последние годы и превышает ПДК$_{рбхз}$ (0.001 мг/л) до 11 раз (табл.).

Главным рудным минералом месторождения Олений ручей является фторапатит ($Ca_5(PO_4)_3F$), который при выветривании поставляет F в природные воды в повышенных концентрациях. В природных водах территорий, подверженных влиянию разработки апатит-нефелиновых месторождений, отмечены повышенные содержания F (Кашулин и др., 2008). В воде оз. Комариное содержание F вплотную превышает величину ПДК$_{рбхз}$ (0.75 мг/л).

Для нефелиновых сиенитов Хибинского горного массива Sr является типоморфным элементом (Добровольский, 1972). За время проведения мониторинга установлено достоверное увеличение содержания Sr воде оз. Комариное и в последние годы оно превышает величину $ПДК_{рбхз}$ (0.4 мг/л) (табл.). В воде оз. Комариное зафиксировано увеличение содержания Cu, превышающего значение $ПДК_{рбхз}$ (0.001 мг/л) до 45 раз.

Выводы

В результате проведения 10-летнего гидрохимического мониторинга оз. Комариное установлено, что с начала разработки апатит-нефелинового месторождения Олений ручей вода озера из нейтральной превратилась в щелочную, растет содержание основных ионов и изменилось их соотношение (главным образом анионов), увеличилась минерализация воды, значительно выросло содержание соединений биогенных элементов, в первую очередь азота, и некоторых микроэлементов (Sr, Cu, Mo, F), в несколько раз превышающих величину $ПДК_{рбхз}$.

Работа выполнена в рамках тем НИР № 0226-2019-0045 и 0226-2019-0053 (сбор материалов) и поддержана из средств грантов РФФИ № 18-05-60125 (обработка материалов) и РНФ № 19-77-10007 (интерпретация результатов).

Литература

1. Даувальтер В.А., Даувальтер М.В. Состояние подземных вод Мончегорского района // Вестник Кольского научного центра РАН. 2010. № 3. С. 26–33.
2. Даувальтер В.А., Даувальтер М.В. Геоэкологическая оценка состояния природных вод в зоне влияния комбината «Североникель». Мурманск. Изд-во: МГТУ. 2014. 216 с.
3. Даувальтер В.А., Даувальтер М.В. Экологическое состояние подземных вод Восточного рудника АО «Апатит» // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 131–135. https://doi.org/10.31241/FNS.2019.16.027.
4. Даувальтер В.А., Кашулин Н.А. Влияние деятельности горно-металлургических пред-приятий на химический состав озера Имандра, Мурманская область // Биосфера. 2015. Т. 7. № 3. С. 295–314.
5. Даувальтер М.В., Даувальтер В.А. Гидрохимический режим озера Комариное, Хибинский щелочной массив, Мурманская область // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2020. № 17. С. 158–162. https://doi.org/10.31241/FNS.2020.17.029.
6. Добровольский В.В. Минералогия и ландшафтно-геохимическая характеристика чет-вертичных отложений Кольского полуострова // Материалы к геохимии ландшафтов Кольского полуострова. М. Изд-во: МГПИ. 1972. С. 3–51.
7. Кашулин Н.А., Денисов Д.Б., Сандимиров С.С., Даувальтер В.А., Кашулина Т.Г., Малиновский Д.Н., Вандыш О.И., Ильяшук Б.П., Кудрявцева Л.П. Антропогенные изменения водных систем Хибинского горного массива (Мурманская область). В 2 т. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2008. Т. 1. 250 с. Т. 2. 282 с.
8. Кашулин Н.А., Сандимиров С.С., Даувальтер В.А., Кудрявцева Л.П., Терентьев П.М., Денисов Д.Б., Вандыш О.И., Валькова С.А. Аннотированные экологический каталог озер Мурманской области (Восточная часть. Бассейн Белого моря). В 2 ч. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2012. Ч. 1. 221 с.
9. Красоткин И.С., Войтеховский Ю.Л, Лесков А.Л., Удобина В.С. Заброшенный молибденитовый рудник Тахтарвумчорр // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2005. № 2. С. 10–14.
10. Мироненко В.А., Мольский Е.В., Румынин В.Г. Изучение загрязнения подземных вод в горнодобывающих районах. Л. Изд-во: Недра. 1988. 279 с.
11. Мироненко В.А., Мольский Е.В., Румынин В.Г. Горнопромышленная гидрогеология. М. Изд-во: Недра. 1989. 287 с.
12. Сулименко Л.П., Кошкина Л.Б., Мингалева Т.А., Светлов А.В., Некипелов Д.А., Макаров Д.В., Маслобоев В.А. Молибден в зоне гипергенеза Хибинского горного массива. Мурманск. Изд-во: МГТУ. 2017. 148 с.
13. Чукаева М.А., Матвеева В.А. Современное гидрохимическое состояние гидроэкосистем, находящихся под техническим влиянием АО «Апатит» // Водные ресурсы. 2018. Т. 45, № 6. С. 685–690. https://doi.org/10.1134/S0321059618060044.
14. Dauvalter V.A., Dauvalter M.V., Slukovskii Z.I. The dynamics of the chemical composition of surface water in the zone of influence of North-West Phosphorous Company JSC // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2020. V. 539. 012026. https://doi.org/10.1088/1755-1315/539/1/012026.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 155–159

Термическая характеристика гранитов Бадьяюского массива (Приполярный Урал) по монациту

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

Аннотация. Монацит, являясь редкоземельным минералом, может рассматриваться не только как геохронометр, но, благодаря методике Дж. М. Монтеля (Montel, 1993), разработанной только для гранитов, и как геотермометр. Благодаря термометрии насыщения Дж. М. Монтеля автором были получены температуры кристаллизации минерала, а также температурный диапазон для заключительной стадии гранитогенеза пород Бадьяюского массива (Приполярный Урал). Полученные температуры находятся в диапазоне от 712°С до 755°С и в среднем составляют 730°С. Эти данные были подтверждают температуры, рассчитанные по Дж.- Р. Пюпену (Pupin,1980) для циркона и по Е.Б. Ватсону (Harrison, Watson, 1984) для апатита.
Ключевые слова: геотермометр, монацит, гранит, Бадьяюский массив, Приполярный Урал.

Thermal characteristics of granites of the Badyayu massif (the Subpolar Urals) according to monazite

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

Abstract. Monazite, being a rare-earth mineral, can be considered not only as a geochronometer, but, thanks to the method of J. M. Montel (Montel, 1993), developed only for granites, and as a geothermometer. Thanks to the saturation thermometry of J. M. Montel, the author obtained the crystallization temperatures of the mineral, as well as the temperature range for the final stage of granitogenesis of Badyayu massif rocks (the Subpolar Urals). The obtained temperatures range from 712°C to 755°C and average 730°C. These data were confirmed by the temperatures calculated by J.-R. Pupin (Pupin, 1980) for zircon and by E. B. Watson (Harrison, Watson, 1984) for apatite.
Key words: geothermometer, monazite, granite, the Badyayu massif, the Subpolar Urals.

Введение

Несмотря на то, что монацит встречается во многих породах различного происхождения и возраста, его содержание обычно незначительно. Этот минерал переменного состава крайне интересен для изучения благодаря своей высокой термической стойкости. Монацит так же обычно характеризуется явно выраженной зональностью, состоящей из доменов совершенно разного состава и возраста. Такая возрастная зональность может быть использована для установки связи химического состава монацита с геологическими процессами (Williams and ets., 2007). Эти особенности позволяют использовать редкоземельный минерал для решения сложных вопросов генезиса и возраста различных пород. Принято считать, что монацит – мощный инструмент для изучения прежде всего истории метаморфических пород. Однако Дж. М. Монтелем была разработана методика определения температур по монациту для гранитов, что позволило использовать этот минерал и в качестве геотермометра.

Цель настоящего исследования – определение температурного режима формирования пород Бадьяюского массива на основе термометрии насыщения Дж. М. Монтеля.

Объект исследований

Расположенный в северо- восточной части Приполярного Урала Бадъяюский массив представляет собой пластинообразное гранитное тело (при длине 10 км и ширине 1 км), которое пересекает долины рр. Большая и Малая Бадьяю и далее прослеживается на юг до р. Селемью (рис. 1) (Махлаев, 1996).

По минеральному составу изученные граниты представляют собой лейкократовые (аляскитовые) породы, состоящие преимущественно из натрово-калиевого полевого шпата (50 %); плаги-

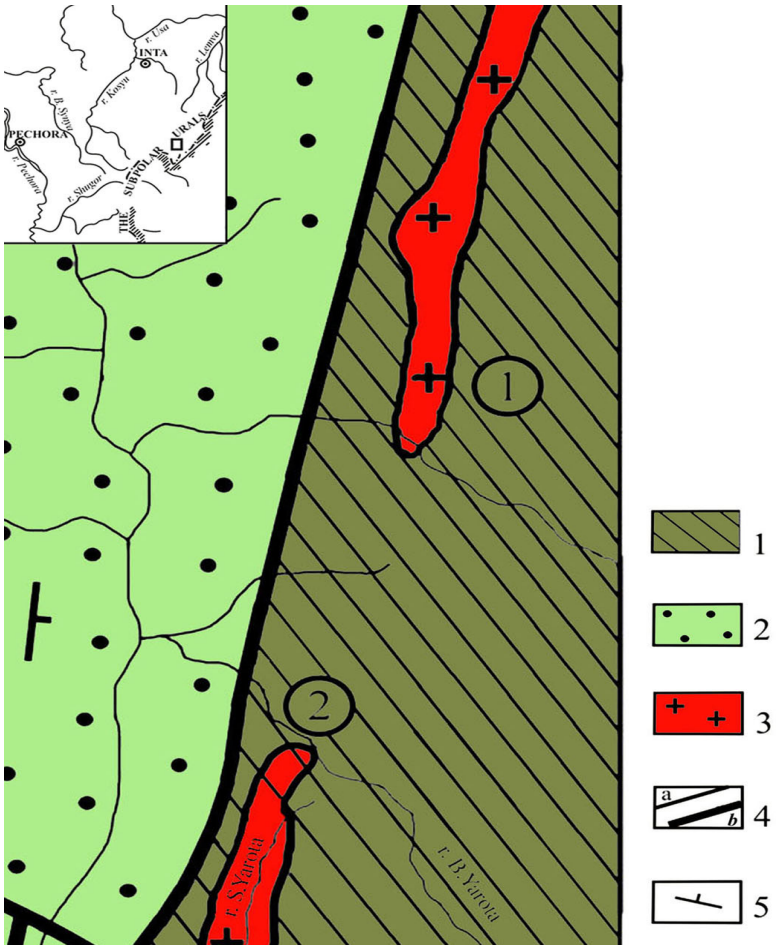


Рис. 1. а) Обзорная карта района.
б) Бадьяюский гранитный массив (по Пыстин, Пыстина, 2008).
1 – слюдяно-кварцевые сланцы, порфиры, порфириты, прослои мраморов и кварцитов; 2 – терригенно- карбонатные отложения; 3 – граниты; 4 – геологические границы: а – стратиграфические и магматические, б – тектонические; 5 – элементы залегания плоскостных структур. Массивы (цифры в кружочках): 1 – Бадьяюский; 2 – Яротский.

Fig. 1. a) Overview map of the area.
b) The Badyayu granite massif (according Pystin, Pystina, 2008).
1 – mica-quartz shales, porphyry, porphyry, layers of marbles and quartzites; 2 – terrigenous-carbonate deposits; 3 – granites; 4 – geological boundaries: a – stratigraphic and igneous, b – tectonic; 5 – elements of the occurrence of planar structures. Massifs (numerals in circles): 1 – the Badyayu massif; 2 – the Yarot massif.

оклаза (15 %); кварца (25 %). Так же всегда присутствуют биотит (3 %), мусковит (7 %). Для пород Бадьяюского массива повсеместно отмечается влияние катаклаза и последующая перекристаллизация. Малоизмененные граниты характеризуются преимущественно среднезернистой структурой и массивной текстурой (Фишман, Голдин, 1963, Фишман и др., 1969).

Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, гранатом, титанитом, ортитом, флюоритом, пиритом и др. Монацит наблюдается крайне редко. Этот минерал встречается преимущественно в виде матовых округлых желтых зерен. Так же иногда отмечаются желто- розовые кристаллы призматического габитуса. Размер зерен составляет 0,15 – 0,20 мм, кристаллов - до 0. 30 мм. Монацит может быть включен в биотит или апатит. Так же обнаруживается по периферии зерен плагиоклаза (Фишман и др., 1969, Денисова, 2019).

Методика исследования

Монацит представляет собой минерал, относящийся к группе фосфатов лантаноидов. Повышенное содержание редкоземельных элементов преимущественно цериевой группы в этом минерале позволило Дж. М. Монтелю (Montel, 1993) разработать методику определения температуры насыщения по монациту для гранитов по их химическому составу.

Расчетная формула Дж. М. Монтеля устанавливает связь между температурой кристаллизации монацита и монацитсодержащей породой и содержанием легких редких элементов, породообразующих элементов и количеством воды в изучаемом граните:

$$\ln(\mathrm{LREE}) = 9.5 + 2.34 * \mathrm{M_{mz}} + 0.3879 * \sqrt{\mathrm{H_2O}} - \frac{13318}{\mathrm{T^K}};$$

$$\text{где } \mathrm{LREE} = \frac{\sum \frac{\mathrm{REE_i}}{\mathrm{REE}}}{\mathrm{X_{mz}}};$$

$$\mathrm{M_{mz}} = 100 * \frac{\mathrm{Na + K + Li + 2Ca}}{\mathrm{Al * (Al + Si)}}.$$

Соответственно температура насыщения по монациту для гранита:

$$\mathrm{T^c} = \frac{13318}{9.5 + 2.34 * \mathrm{M_{mz}} + 0.3879 * \sqrt{\mathrm{H_2O}} - \ln(\mathrm{LREE})} - 273.15.$$

где REE_i – содержание La, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd в расплаве, атом. вес,
REE – суммарное содержание LREE в расплаве, атом. вес,
X_{mz} – суммарное содержание LREE в расплаве, мол. вес,
M_{mz} – соотношение катионов,
H_2O – предполагаемое содержание воды в расплаве,
T^K – температура, Кельвин,
T^C – температура, Цельсий.

Термометрия насыщения монацита для гранитов Бадьяюского массива

Температура насыщения по монациту для рассматриваемых пород определена на основе данных силикатного метода, полученных в ЦКП «Наука» Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (Сыктывкар, аналитик О. В. Кокшарова), а так же данных ICP- MS метода, определенных в Институте геологии и геохимии (Екатеринбург, аналитик Ю. Л. Ронкин) (табл. 1).

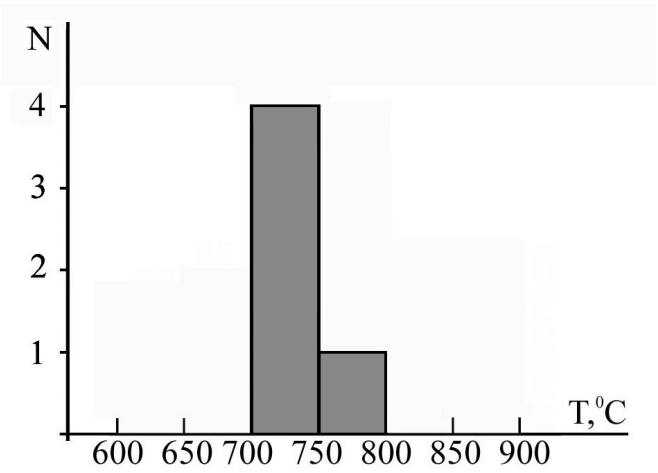


Рис. 2. Гистограмма распределения температур насыщения по монациту для гранитов Бадьяюского массива.

Fig. 2. Histogram of the monazite saturation temperature distribution for the granites of the Badyayu massif.

Согласно гистограмме, построенной на основе рассчитанных показателях термометрии насыщения, во время кристаллизации монацита температура магматического расплава колебалась в достаточно узком пределе - от 700 до 750°С (рис. 2) и в среднем составляла 730°С. М. В. Фишман и его коллеги (Фишман и др., 1968) в своих ранних исследованиях при выявлении последовательности выделения минералов при формировании гранитов Приполярного Урала установили, что монацит сформировался в период поздней стадии магматического этапа. Это свидетельствует о том, что заключительная фаза становления пород Бадьяюского массива проходила при достаточно высоких температурах

Заключение

Анализ химического состава гранитов Бадьяюского массива с применением методики Дж. М. Монтеля подтверждает ранее полученные выводы автора, основанные на данных по эволюционно- кристалломорфологическому анализу по циркону (от 773 до 912°С) и термометрии насыщения по апатиту (от 634°С до 863°С) для этого массива, что изученные породы являются высокотемпературными образованиями (Денисова, 2016, 2020). Кроме того, по монациту, период кристаллизации которого приходится на завершающую стадию гранитогенеза, удалось установить, что станов-

ления пород Бадьяюского массива на заключительной фазе магматического процесса происходили при достаточно узком высокотемпературном диапазоне - от 712°С до 755°С.

Таблица 1. Химический состав гранитов Бадьяюского массива.
Table 1. Chemical composition of the Badyayu massif granites.

Номер пробы	Б-2	Б-3	Б-5	Б-7	Б-8
Основной компонент, мас. %					
SiO_2	74.92	75.42	76.82	74.42	75.89
TiO_2	0.35	0.33	0.22	0.18	0.21
Al_2O_3	11.27	11.72	11.05	12.48	11.78
FeO	1.90	0.95	1.82	0.67	1.01
Fe_2O_3	1.32	0.89	0.55	1.01	1.12
MnO	0.02	0.02	0.01	0.03	0.04
MgO	0.28	0.31	0.28	0.26	0.22
CaO	1.04	1.02	0.59	1.02	0.31
Na_2O	2.54	3.37	2.96	3.33	2.94
K_2O	5.26	4.57	4.12	5.02	4.89
P_2O_5	0.03	0.03	0.05	0.01	0.01
ппп	0.82	0.82	1.20	1.21	1.29
∑	99.76	99.45	99.67	99.64	99.71
H_2O^-	0.11	0.10	0.11	0.17	0.11
Редкие элементы, г/т					
La	14.46	15.3	24.2	14.42	11.81
Ce	32.32	33.1	43.3	29.23	25.15
Pr	3.98	4.01	5.02	3.42	2.89
Nd	15.91	15.9	17.6	13.26	11.33
Sm	3.64	3.33	3.79	2.92	2.48
Eu	0.66	0.8	0.59	0.52	0.45
Gd	3.49	3.33	3.77	2.88	2.45
Tb	0.55	0.65	0.78	0.49	0.41
Dy	3.16	3.53	3.92	2.88	2.27
Ho	0.56	0.72	0.83	0.48	0.41
Er	1.51	2.13	2.36	1.32	1.09
Tm	0.21	0.32	0.38	0.21	0.17
Yb	1.33	1.99	2.12	1.13	0.89
Lu	0.22	0.31	0.38	0.2	0.17
Температура, °С					
T^C	755	712	734	726	719

Литература

1. Денисова Ю.В. Термометрия циркона из гранитоидов Приполярного Урала// Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар. № 12. 2016. С. 37–44.
2. Денисова Ю.В. Термометрия насыщения циркона, апатита, монацита (Кожимский массив, Приполярный Урал) // Известия Коми научного центра УрО РАН. № 3 (39). Сыктывкар. 2019. С. 25–30. doi 10.19110/1994-5655-2019-3-47-52.
3. Денисова Ю.В. Типоморфические и типохимические особенности акцессорного апатита из гранитов Бадьяюского массива (Приполярный Урал) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. № 17. Апатиты. 2020. С. 168–171. doi: https://doi.org/10.31241/FNS.2020.17.031.
4. Махлаев Л.В. Гранитоиды севера Центрально- Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург. Изд-во: УрО РАН. 1996. 189 с.

5. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско- раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры // Литосфера. 2008. № 11. С. 25–38.
6. Фишман М.В., Голдин Б.А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.- Л. Изд-во: АН СССР. 1963. 105 с.
7. Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П. Основные черты магматизма и метаморфизма в центральной части Приполярного и Полярного Урала // Геохимия, минералогия и петрография севера Урала и Тимана. Сыктывкар. 1969. С. 7–25.
8. Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. М.- Л. Изд-во: Наука. 1968. 252 с.
9. Harrison T.M., and Watson E.B. The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. P. 1467–1477.
10. Montel J. M. A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas // Chem. Geol. V. 110. 1993. P. 127–146.
11. Pupin J.- P. Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. Petrol. 1980. V. 73. P. 207–220.
12. Williams M.L., Jercinovich M.J. and Hetherington K.J. Monazite microprobe geochronology: understanding geological processes by integrating composition and chronology // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2007. V. 35 (1). P. 137.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 160–164

Торф – неиспользованный сырьевой ресурс северо-запада Российской Арктики

Евзеров В.Я.
Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Аннотация. Приведены краткие сведения о месторождениях торфа северо-запада Российской Арктики (Кольского региона). Предложена эксплуатация торфяных залежей для производства гуматов без осушения болот. Осушение болот неизбежно имело бы отрицательные экологические последствия.
Ключевые слова: месторождения торфа, перспективы освоения.

Peat – as an untapped resource of the North-Western Russian Arctic

Yevzerov V.Ya.
Geological Institute Kola SC RAS, Apatity

Abstract. Brief data on peat deposits of the North-Western Russian Arctic are provided. The article suggests ways of utilizing peat deposits to produce humates with no dry-out of mires that would inevitably affect the ecology.
Key words: deposits, peat, development perspectives.

Введение

Многие полезные ископаемые северо-запада Российской Арктики (Кольского региона), приуроченные к кристаллическим породам, достаточно активно эксплуатируются. Из рыхлого покрова берутся практически только стройматериалы, такие как пески и песчано-гравийные смеси. Производство глиняного кирпича прекратилось. Ведётся нерегулярная добыча торфа для нужд сельского хозяйства. Однако сырьевые ресурсы четвертичных отложений, как мы покажем далее относительно месторождений торфа, могут использоваться гораздо эффективнее.

Органогенные полезные ископаемые широко распространены в северо-восточной части Балтийского щита. Это, прежде всего, торфяники и сапропели, представляющие значительный интерес для развития и промышленности и сельского хозяйства. В настоящее время они практически не используются. На существенно более ограниченных площадях встречается ракуша, которая может применяться при откорме птиц. Все органогенные ископаемые относятся к категории восстанавливающихся ресурсов. Они образовались в голоцене и существенным образом зависят от изменений климата. Поэтому целесообразно вкратце рассмотреть климатическую обстановку этого периода.

Климат голоцена

Климат региона в голоцене реконструировался различными методами. Его количественные характеристики восстанавливались по результатам изучения остатков хирономид, пыльцы и спор наземных растений (Елина и др., 1995; Ильяшук и др, 2007), а качественная оценка была впервые получена по материалам исследования прибрежно-морских образований (Møller et al., 2002). Мы сконцентрируем внимание на рассмотрении результатов, полученных на палеонтологической основе и приведенных на рисунке 1. Анализ графиков показывает, что климат многократно изменялся: чередовались потепления и похолодание. Значительно больше изменений зафиксировано по палинологии, чем по материалам изучения хирономид. Судя по графикам (рис. 1 Б), наиболее значительное потепление имело место в атлантический период, несколько меньшее по амплитуде – в суббореале. Повышениям температур, как правило, сопутствовало и увеличение количества осадков.

Торфяные месторождения

Согласно Геологическому словарю (Геологический…, 1978) торф является горючим полезным ископаемым, относящимся к гумитам. Он представляет собой первую стадию превращения растительного материала по пути его преобразования в уголь. Торф накапливается в болотах из

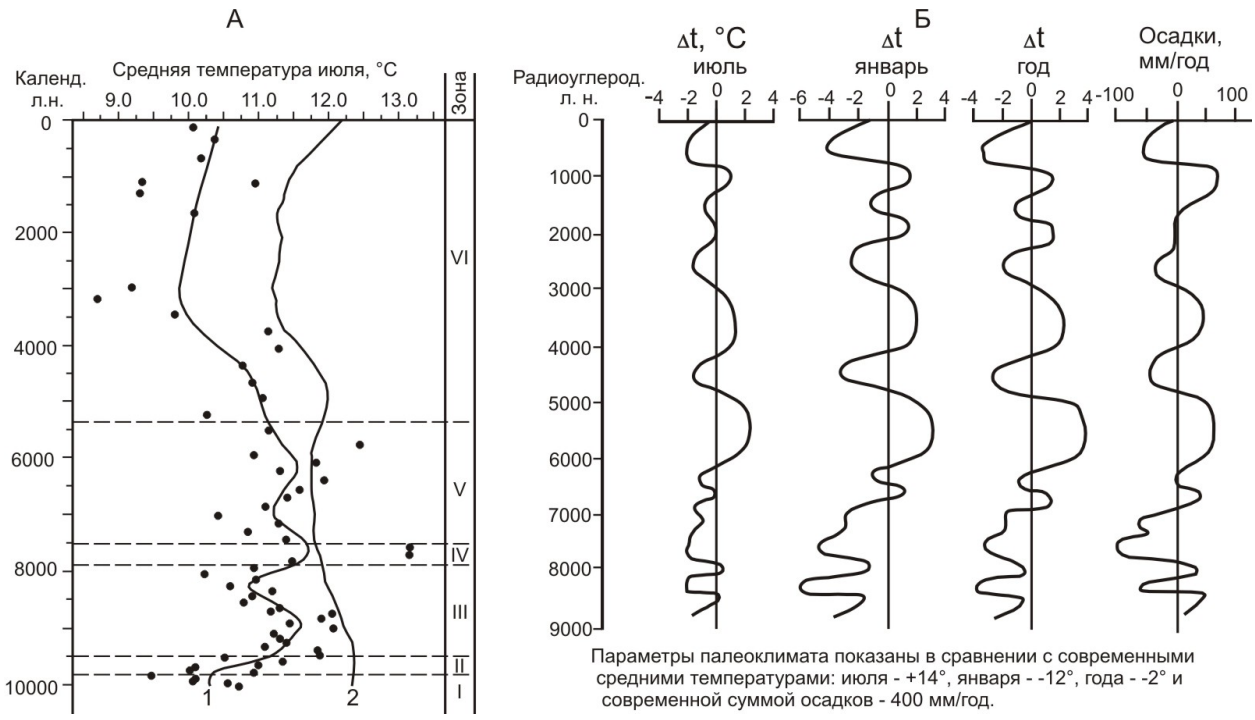


Рис. 1. Реконструкции климатических показателей голоцена по материалам изучения хирономид (А) и спорово-пыльцевых спектров (Б) (Елина и др., 1995; Ильяшук и др, 2007). А: 1 – озеро Купальное в предгорьях Хибин, 2 – оз. Беркут на Беломорском побережье Кольского полуострова. Б: бугристое топяное болото севернее Ловозерских тундр (68° с. ш. и 35° в. д.).

Fug. 1. Reconstructions of climatic characteristics in the Holocene based on the study of chironomides (A) and pollen-spore spectra (B) [1, 2]: (A) 1 – Kupalnoye Lake at the Khibiny foothills, 2 – Berkut Lake at the White Sea coast of the Kola Peninsula; (B) hummocky bog to the north of the Lovozero tundra (68° n.l. and 35° e.l.).

остатков отмерших растений, которые подвергаются неполному разложению в условиях повышенной влажности и затрудненного доступа воздуха. Главную роль при торфообразовании играют процессы биохимической гумификации, протекающие при участии микроорганизмов. В результате образуется гумус, процентное содержание которого определяет степень разложения торфа, влияющую наряду с флористическим составом на все его важнейшие свойства. Структура торфа волокнообразная при низкой (до 25 %) и аморфная при высокой (50-65 %) степени разложения. Его влажность составляет 75-95 %. Содержание минеральных примесей в низинных торфах (грунтовое питание) варьирует от 4 до 18 %, а в верховых (атмосферное питание) – от 2 до 4 %. Пористость торфа малой степени разложения очень велика (70-80 %), тогда как сильно разложившегося торфа обычно незначительна. Органическая масса торфа содержит примерно 52-62 % углерода, 4.5-6.5 % водорода, 1-2.9 % азота, 31-42 % кислорода и 0.1-1.5 % серы. Кроме того, в нем присутствуют сахара.

В мире добывается порядка 20 млн. т торфа, 12 из них в Финляндии и примерно 2 в России (Вешняковская, 2011). Торф является ценным экологически чистым биотопливом в связи с высоким содержанием углерода и низкими содержаниями серы и других вредных негорючих остатков и примесей. Основным недостатком торфа является более низкая калорийность, чем угля, и высокое содержание влаги (до 65 %), затрудняющей его сжигание. В структуре топливных ресурсов России торф занимает второе место после угля (43 %). На его долю в пересчете на тонны условного топлива приходится 29 %, тогда как его использование не превышает 0.05 % (Вешняковская, 2011). Торф в качестве топлива активно употребляется в таких странах, как Финляндия и Канада.

Торф обладает рядом качеств, делающих его весьма полезным для земледелия. Он богат гумусом, являющимся основой плодородия почвы. Для перевода гумуса, содержащегося в торфе в связанном состоянии, в воднорастворимые гуматы торф необходимо подвергнуть обработке тем или иным способом. Гуматы – не только питание, но и прекрасные стимуляторы роста. Они могут быть исполь-

зованы также для санации территорий в районах хранения и уничтожения химического оружия, обеззараживания земли от некоторых радионуклеидов и очистки сточных вод от тяжелых металлов. Кроме того, гумус может связывать деградированные почвы, которые выдуваются ветром или размываются водой. Торф является хорошим влагорегулятором, обладает бактерицидными свойствами и способностью к поглощению большого количества газов. В старину верховой сфагновый торф, имеющий пористую структуру, использовался как перевязочное средство. В чистом виде торф применяется для улучшения структуры обрабатываемой почвы, для аккумуляции и длительного удержания влаги в почве, а также для создания среды, способствующей увеличению кислородообменных процессов. В настоящее время, применяя торф как основу, готовят субстрат для растений, культивируемых в теплицах, органические удобрения, подстилки для скота и блоки для выращивания рассады. В Мурманской области торфяники после мелиорирования используются в качестве сельскохозяйственных угодий. При глубокой переработке торфа под действием высоких температур из него получают активный уголь, который применяется в медицине, биохимии и промышленности в качестве абсорбентов, фильтрующих элементов, газопоглотителей и восстановителей металлов.

На крайнем северо-западе России широко распространены залежи торфа. Они приурочены, в основном, к болотам, сформировавшимся в голоцене. Заболоченность Мурманской области по данным из разных источников составляет от 26 до 37 % (Атлас…, 1968; Новиков, Усова, 2000). В тундровой зоне на долю болот приходится всего 10-20 %, тогда как в таёжной зоне – от 20-70 % (Елина и др.. 2005). Типизация болот и их распространение на территории Мурманской области показаны на рисунке 2.

Анализ схемы свидетельствует, что наиболее широко развиты аапа болота, в которых низинный торф по периферии окаймлён торфом верховым. Реже встречаются бугристые болота, еще реже

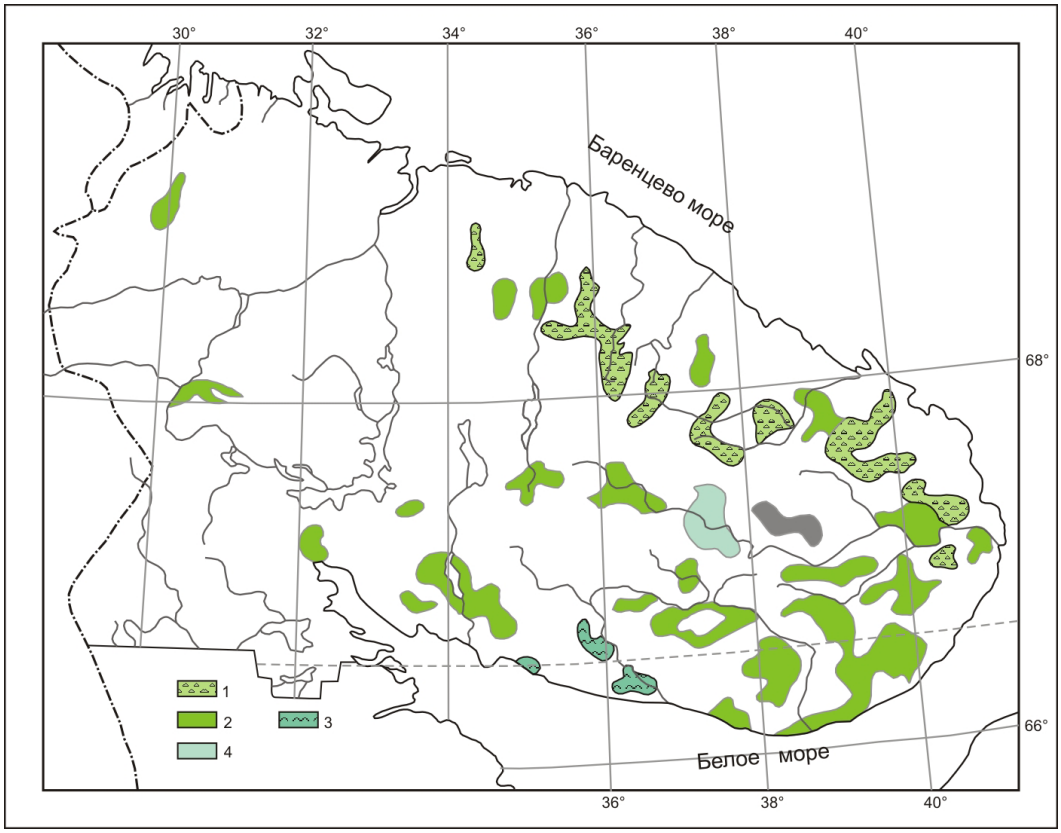


Рис. 2. Схема распространения болотных массивов Мурманской области (приводится по: (Елина и др., 2000) с упрощением и дополнением). 1 – бугристые болота; 2 – аапа болота; 3 – верховые сфагновые болота; 4 – низинные травяные болота.

Fig. 2. The scheme of distribution of bog areas in the Murmansk region (after [9], simplified and added). 1 – hummocky bogs; 2 – aapa mires; 3 – upland sphagnum moors; 4 – lowland meadow bogs.

верховые сфагновые и крайне редко – низинные травяные болота. Бугристые болота локализованы в тундре и лесотундре. Их рельеф обязан своим происхождением мерзлотным процессам.

В распределении болот по площади наряду с климатическими особенностями существенную роль, несомненно, играет рельеф. На приведенном рисунке хорошо видно, что болота сконцентрированы в восточной части Мурманской области, которая отличается от западной более спокойным и низким, слабо пересеченным рельефом.

По материалам Комитета промышленного развития Мурманской области, материалов ЗАО «Русская торфяная земля» и торфяного фонда РСФСР, балансом по области учитывается 48 месторождений торфа площадью более 10 га с общей площадью 9918,62 га и запасами 13376 тыс. т торфа. Запасы торфа по 13 месторождениям площадью от 1 до 10 га составляют 178 тыс. т. Перспективы добычи торфа на территории области обусловлены наличием 620 месторождений общей площадью 379575 га с прогнозными ресурсами 853403 тыс. т торфа. Всего же при проведении поисково-разведочных работ были оценены запасы 815 месторождений с площадью в границах промышленной залежи 388.18 тыс. га и запасами торфа 907.5 млн. т при 40 % влажности.

Наиболее распространены месторождения площадью до 100 га. По количеству они составляют 80 %, а по запасам на их долю приходится всего 4.4 %. Основные запасы торфа (87 %) сосредоточены в 26 месторождениях, площадь каждого из которых превышает 1000 га. Самые крупные месторождения сосредоточены в верховьях рек Поной, Варзуга и их притоков. Залежи всех типов торфа в Мурманской области маломощные: их средняя толщина варьирует от 0.99 до 1.52 м. Уместно отметить, что в районе городов Апатиты и Кировска, а также села Ловозеро среди большого количества мелких месторождений встречаются и крупные площадью в несколько тысяч га, которые могут активно эксплуатироваться.

В Мурманской области, как отмечалось, ведется нерегулярная добыча торфа для нужд сельского хозяйства. Очевидно, что в качестве горючего полезного ископаемого торф не может конкурировать с относительно дешёвым мазутом. Однако гуматы могут и должны найти практическое применение. В настоящее время они широко используются, в частности, для борьбы с опустыниванием местностей. Белоруссия, например, успешно продаёт гуматы в Арабские эмираты. Ей уже не хватает сырьевой базы торфяников, чтобы удовлетворить спрос (Вешняковская, 2011). Проблема опустынивания актуальна во всех засушливых регионах Земли.

Там, где крупные месторождения торфа имеются вблизи населенных пунктов, целесообразно наладить добычу торфа для производства гуматов, имея в виду не только использование их внутри страны, но и широкие возможности экспорта. Несомненно, потребуется предварительная экономическая проработка вопроса. Кроме того, будет целесообразным и детальное изучение торфяных залежей, намеченных к освоению, чтобы выбрать среди них залежь с максимальной скоростью нарастания торфа, поскольку торфяники относятся к числу естественно возобновляемых ресурсов. Не следует проводить осушение болот, что ведет к весьма неблагоприятным экологическим последствиям. Очевидно, необходимо отрабатывать торфяные залежи полосами, оставляя между ними достаточно широкие нетронутые целики. Это позволит сохранить болото как элемент ландшафта, и через некоторое время использовать для переработки растительные остатки, накопившиеся в отработанных полосах. Создание новых производств будет способствовать повышению жизнестойкости городов, возникших в связи с деятельностью одного крупного градообразующего предприятия. Такими городами в Мурманской области являются Апатиты, Кировск, Мончегорск и др.

Скорость нарастания торфа зависит от климата и, несомненно, изменялась на протяжении голоцена. Однако имеющихся материалов недостаточно для корректного определения изменения скорости накопления торфа во времени. Средние скорости нарастания торфа рассчитаны нами по данным (Елина и др., 2000). Они составили в тундре 0.2 -0.3 мм/год, в лесотундре – от 0.15 до 0.4 мм/год и в тайге – от 0.1 до 0.76 мм/год. Г.А. Елина с соавторами (Елина и др., 2000) указывают, что в болоте Ловозерское у села Ловозеро скорость накопления торфа в субатлантический период была выше, чем в суббореальный и атлантический периоды (0.08 мм/год), и составляла 0.25 мм/год.

Заключение

Обилие месторождений торфа в регионе позволяет организовать его добычу для производства, главным образом, гуматов. Гуматы являются стимуляторами роста растений и могут быть использованы также для санации территорий в районах хранения и уничтожения химического оружия, обеззараживания земли от некоторых радионуклеидов и очистки сточных вод от тяжелых металлов. Кроме того, гумус способствует сохранению деградирующих почв, выдуваемых ветром или размываемых водой. Гуматы найдут применение не только в России, но и за рубежом. Торфяные залежи необходимо отрабатывать полосами, оставляя между ними достаточно широкие нетронутые целики. Это позволит сохранить болото как элемент ландшафта, избежать негативных экологических последствий, неизбежных при осушении болот, и через некоторое время использовать для переработки растительные остатки, накопившиеся в отработанных полосах.

Литература

1. Атлас торфяных ресурсов СССР. М. Изд-во: ГУГиХ. 1968. 96 с.
2. Вешняковская Е. Торф как национальная идея // Наука и жизнь. 2011. № 4. С. 44–55.
3. Геологический словарь. Т. 2. М. Изд-во: Недра. 1978. С. 320–321.
4. Елина Г.А., Арсланов Х.А., Климанов В.А.. Усова Л.И. Растительность и климатохронология голоцена Ловозерской равнины Кольского полуострова (по спорово-пыльцевым диаграммам бугристо топяного болота) // Ботанический журнал. Т. 80. № 3. 1995. С. 1–16.
5. Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. Позднеледниковье и голоцен восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография) // Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН. 2000. 242 с.
6. Елина Г.А., Филимонова Л.В., Грабовик С.И., Костина В.И. Болота Кольского полуострова // Труды КарНЦ РАН. Вып. 8. 2005. С. 94–111.
7. Ильяшук Б.П., Ильяшук Е.А., Хаммарлунд Д. Изменения климата в предгорьях Хибин, Кольский полуостров, на протяжении голоцена // Бюл. ком. по изуч. четвертич. периода. 2007. № 67. С. 85–96.
8. Новиков С.М., Усова Л.И. Новые данные о площади болот и запасах торфа на территории России // Материалы междун. симпозиума «Динамика болотных экосистем северной Евразии в голоцене» (Петрозаводск, 5-9 октября 1998 г.). Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН. 2000. С. 49–52.
9. Møller J.J., Yevzerov V.Y., Kolka V.V., Corner G.D. Holocene raised-beach ridges and sea-ice-pushed boulders on the Kola Peninsula: indicators of climatic change // The Holocene. V. 12. № 2. 2002. P. 169–176.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 165–171

Роль коровой контаминации в формировании сумийских базальтов и андезибазальтов Карельской провинции Фенноскандинавского щита

Егорова Ю.С., Арестова Н.А., Кучеровский Г.А., Чекулаев В.П.
ИГГД РАН, Санкт-Петербург, axoxyx2014@gmail.com

Аннотация. Сумийские базальты и андезибазальты (SiO_2 = 46-56 %, MgO = 14-4 %) Карельской провинции Фенноскандинавского щита обогащены лёгкими РЗЭ ($(La/Yb)_N$ = 3-15) и имеют отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(t)ср$ = -1.5 ± 1. Анализ химического и Sm-Nd изотопного состава пород и численное моделирование (по РЗЭ) процессов формирования исходных магм показали невозможность получения состава сумийских базальтов только путем коровой контаминации первичных выплавок из деплетированной мантии. Более вероятным представляется существование в начале протерозоя в литосфере под Фенноскандинавским щитом обогащенных участков мантии, сформировавшихся на рубеже мезо-неоархея и отвечающих по составу Amp-Grn-перидотиту. Подъем палеопротерозойского плюма 2.5–2.4 млрд. лет назад привел к плавлению неоднородной по составу литосферы и формированию сумийских мафитов и ультрамафитов.

Ключевые слова: Фенноскандинавский щит, Карельская провинция, палеопротерозой, сумий, базальты, андезибазальты, коровая контаминация, Sm-Nd, метасоматизированная мантия.

The role of crustal contamination in the formation of the early Paleoproterozoic basalts and basaltic andesites from the Karelian province of the Fennoscandian shield

Egorova Yu.S., Arestova N.A., Kucherovsky G.A., Chekulaev V.P.
IPGG RAS, St. Petersburg, axoxyx2014@gmail.com

Abstract. The early Paleoproterozoic basalts and basaltic andesites (SiO2 = 46-56 %, MgO = 14-4 %) from the Karelian province of the Fennoscandian Shield are enriched in light REE ((La / Yb) N = 3-15) and have negative $\varepsilon_{Nd}(t)av.$ = -1.5 ± 1. Analysis of the chemical and Sm-Nd isotope composition of rocks and numerical modeling (based on REE) of the formation processes of initial magmas showed that it was impossible to obtain the composition of these basalts only by crustal contamination of primary melts from the depleted mantle. It seems more likely that the enriched mantle regions existed into the early Paleoproterozoic lithosphere under the Fennoscandian shield. They were corresponding in composition to Amp-Grn-peridotite and formed at the Meso-Neoarchean boundary. Rise of the Paleoproterozoic plume 2.5-2.4 Ga ago led to the melting of the heterogeneous lithosphere and the formation of the early Paleoproterozoic mafic and ultramafic rocks.

Key words: Fennoscandian shield, Karelian province, Early Paleoproterozoic, basalts, basaltic andesites, crustal contamination, Sm-Nd, metasomatized mantle.

Введение

Сумийский вулканизм был широко проявлен в интервале 2.4–2.5 млрд. лет назад (Светов и др., 2004, 2012; Puchtel et al., 2016; Bogina et al., 2015, 2018; Арестова и др., в печати и др.) на территории всего Карельского кратона Фенноскандинавского щита, независимо от возраста и состава подстилающих пород фундамента. Параллельно с вулканитами, в это же время формировался обширный комплекс интрузивных и дайковых пород основного и ультраосновного состава в Северной Карелии – интрузии Олангской группы и группы Койлисмаа в Финляндии, на юго-востоке Водлозерского домена – Бураковско-Аганозерский массив; в Беломорском поясе – интрузии друзитов; в Кольско-Норвежской провинции – расслоенные интрузии Мончегорского района, Федорово-Панских тундр и горы Генеральской, вулканиты и дайковый комплекс Полмак-Печенгско-Имандра-Варзугского пояса.

Широкое распространение сумийских базитов и ультрабазитов с высоким содержанием MgO свидетельствует о масштабном плавлении пород мантии в этот период, очевидно связанном с подъемом плюма. Отличительной чертой сумийских базитов являются отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$: друзиты Беломорья (-0.2... -1.9, Lobach-Zhuchenko et al., 1998), вулканиты Ветреного пояса

(-0.90±0.09, Puchtel et al., 2016) и основные породы расслоенных интрузий Карельского кратона: Бураковская (-1.3... -2.3; Чистяков, Шарков, 2006), Ципринга (-1.1), Луккулайсваара (-2.4), Кивака (-1.2) (Amelin & Semenov, 1996), расслоенные интрузии Финляндии (-1.6... -2.1, Hanski et al., 2001) и Кольского п-ва: (-0.3...-2.5; Bayanova et al., 2009; Yang et al., 2016). Большинство исследователей объясняют коровые метки в изотопном составе сумийских базитов контаминацией мантийных расплавов при внедрении и последующем фракционировании в коре (Puchtel et al., 2016; Чистяков, Шарков, 2006; Bogina et al., 2018; Арзамасцев и др., 2020 и др.). Однако эти особенности состава, наряду с повышенными концентрациями несовместимых элементов, могут быть обусловлены плавлением обогащенного источника (Bayanova et al., 2009). В этом случае состав сумийских мафитов несет информацию о времени формирования и составе участков обогащенной литосферы архейского кратона Фенноскандинавского щита. Задачей данной работы было оценить степень влияния коровой контаминации на состав сумийских мафитов на примере базальтов и андезибазальтов Карельской провинции с целью охарактеризовать их источник.

Геологическая и петрохимическая характеристика

В статье рассматриваются сумийские мафические вулканиты Карельской провинции Фенноскандинавского щита: зеленокаменных структур Водлозерского (оз. Эльмус, р. Семчь, д. Койкары, Красная речка, р. Кумса, Каменные озера и Ветреный пояс) и Центрально-Карельского (оз. Воттомукс, Лехта, Шомбозеро) доменов на основе собственных и литературных данных. Вулканиты сумия с угловым несогласием лежат на породах архейского фундамента Карельской провинции, часто в основаниях разреза присутствуют терригенно-обломочные породы (конгломераты и метапесчаники) и перекрываются сариолийскими полимиктовыми конгломератами, в которых они слагают больше 70 % обломков. Изученные вулканиты образуют многочисленные лавовые потоки (общей мощностью до более 1.5 км (Хейсканен и др., 1977)) с массивной текстурой в нижних частях, пере-

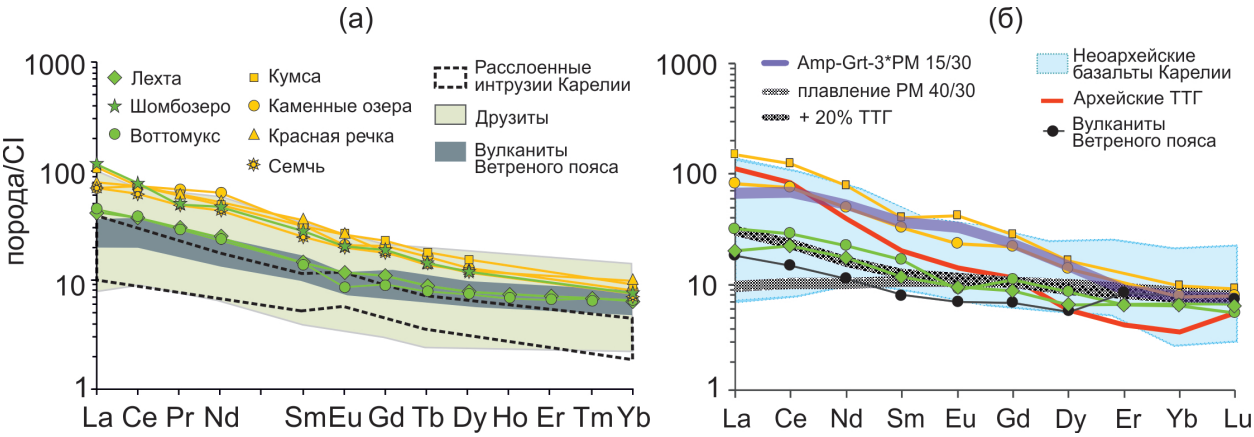


Рис. 1. Спектры распределения РЗЭ, нормированные на хондрит CI (по Sun, McDonough, 1989), для средних составов сумийских базальтов Карельской провинции в сравнении: (а) с коматиитовыми базальтами Ветреного пояса (Puchtel et al., 2016), расслоенными интрузиями Карельской провинции (Арестова и др., в печати) и друзитами Беломорской провинции (Lobach-Zhuchenko et al., 1998); (б) – с полем составов неоархейских базальтов (Чекулаев и др., 2018) и средним составом архейских ТТГ (Чекулаев, Глебовицкий, 2017) Карельской провинции, а также рассчитанными спектрами составов расплавов при разных условиях плавления/фракционной кристаллизации и контаминации (подробности в тексте).

Fig. 1. Chondrite-normalized REE patterns (Sun, McDonough, 1989) of the early Paleoproterozoic basalts and basaltic andesites (average compositions) from the Karelian province of the Fennoscandian shield in comparison: (a) with komatiitic basalts of the Vetreny belt (Puchtel et al., 2016), layered intrusions of the Karelian province (Arestova et al., in press), and drusites of the White Sea province (Lobach-Zhuchenko et al., 1998); (b) – with the field of Neoarchean basalts (Chekulaev et al., 2018) and the average composition of the Archean TTG (Chekulaev, Glebovitskiy, 2017) from the Karelian province, as well as calculated REE patterns of melts under different conditions of melting / fractional crystallization and contamination (details in text).

ходящие в миндалекаменные разности с прослоями пенистых и вариолитовых лав в верхних частях потоков. В строении отельных разрезов присутствуют базальты с подушечными и шаровыми текстурами, вулканические бомбы и кластолавы, что свидетельствует о флюидонасыщенности расплавов.

По химическому составу изученные вулканиты варьируют от коматиитовых базальтов до андезибазальтов (SiO_2 = 46-56 %, MgO = 14-4 %) с преобладанием последних (Арестова и др., в печати). По сумме щелочей они относятся к породам нормально- и умереннощелочного ряда при K_2O/Na_2O = 0.1-0.6. На диаграмме AFM базальты всех структур лежат в поле пород толеитовой серии. По сравнению с архейскими для сумийских базальтов характерны повышенные (на ~2 %) содержания SiO_2 при тех же концентрациях MgO и широкие вариации магнезиальности с mg# от 0.40 до 0.69 (Арестова и др., в печати; Lobach-Zhuchenko et al., 1998; Bogina et al., 2015, 2018).

Все вулканиты характеризуются относительно высокими концентрациями Sr и Zr, Ti/Zr отношением, близким к 60, и обогащены лёгкими РЗЭ с $(La/Yb)_N$ = 3-15, при $(La/Sm)_N$ = 2-4, $(Tb/Yb)_N$ = 1.3-2.3, Sm/Nd = 0.19-0.21. Самые высокие концентрации РЗЭ наблюдаются в наименее магнезиальных вулканитах Кумсинской структуры, а наименьшие – в наиболее магнезиальных вулканитах Лехтинской структуры, р-на оз. Воттомукс и Ветреного пояса при практически параллельных графиках распределения РЗЭ (рис. 1). Все базитовые вулканиты сумия характеризуются отрицательной аномалией Nb с отношением Nb/La = 0.7-0.5 (Арестова и др., в печати). На диаграмме Zr/Y – Nb/Y (Condie, 2005) составы сумийских базальтов и андезибазальтов попадают в поле производных обогащенной относительно ДМ субконтинентальной литосферной мантии (EN) и верхнекоровых составов.

Sm-Nd изотопная характеристика

Все сумийские базальты и андезибазальты Карельского кратона характеризуются сходными отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$ = -0.5 – -3.8 (Центрально-Карельский домен) и $\varepsilon_{Nd}(t)$ = -0.5 – -3.6 (Водлозерский домен, искл. 2 обр. р-на Красной речки с $\varepsilon_{Nd}(t)$ = +1.2 и +0.8) (рис 2), а также пониженными отношениями $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0.09-0.14 в сравнении с базальтами архейских зеленокаменных поясов (0.17-0.23), которые не зависят от возраста и состава подстилающих коровых пород. Значительные вариации значений $\varepsilon_{Nd}(t)$ базальтов для некоторых структур, в том числе в пределах одного потока вулканитов (например, для района Красной речки $\varepsilon_{Nd}(t)$ = +1.2 – -3.8), могут свидетельствовать о нарушениях изотопной системы части образцов во время метаморфических процессов (Арестова и др., в печати). Большинство образцов имеют значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ = -1.5±1 и в координатах $^{147}Sm/^{144}Nd$ – $^{143}Nd/^{144}Nd$ образуют линейную зависимость, отвечающую возрасту □2.45 млрд. лет.

Обсуждение

Присутствие в составе изученных базальтов высокомагнезиальных разновидностей (#mg ок. 60, при Cr 300–1000 г/т, Ni 200–300г/т), коматиитов в Ветреном поясе с содержанием MgO □ 20 вес. % (Puchtel et al., 2016) свидетельствует о мантийном источнике исходных расплавов. Одни исследователи предполагают, что им была деплетированная литосферная мантия (ДМ) (Puchtel et al., 2016; Bogina et al., 2018 и др.), другие, основываясь на изотопных данных, утверждают плюмовую природу первичного мантийного вещества (Yang et al., 2016). В обоих случаях предполагается необогащенный мантийный источник с положительными значениями ε_{Nd} на момент плавления (+2.6 - +4). Для объяснения повышенных концентраций несовместимых элементов и отрицательных значений $\varepsilon_{Nd}(t)$ в первично мантийных расплавах привлекается коровая контаминация. Расчёты для вулканитов Ветреного пояса (Puchtel et al., 2016) показали возможность происхождения наиболее примитивных коматиитовых лав (MgO = 27 вес. %, Nd = 5.5 ± 0.2 г/т, $\varepsilon_{Nd}(2.41)$ = -0.9 ± 0.9) из деплетированного мантийного источника с $\varepsilon_{Nd}(2.41)$ = +3.7 ± 0.3 с последующей □4 % контаминацией палеоархейским тоналитом Водлозерского домена с $\varepsilon_{Nd}(2.41)$ = -9.5 ± 0.6. Сложнее получить отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ вулканитов и друзитов, прорывающих более молодую кору Центрально-Карельского домена и Беломорской провинции с $\varepsilon_{Nd}(2.45)$ -2.5 ± 1. Для этого необходим больший объем контаминанта (> 10 %) (рис. 2), однако, при объемах свыше 20 % нарушается баланс масс по главным элементам, как было показано для друзитов (Lobach-Zhuchenko et al., 1998). Более того, сумийские ан-

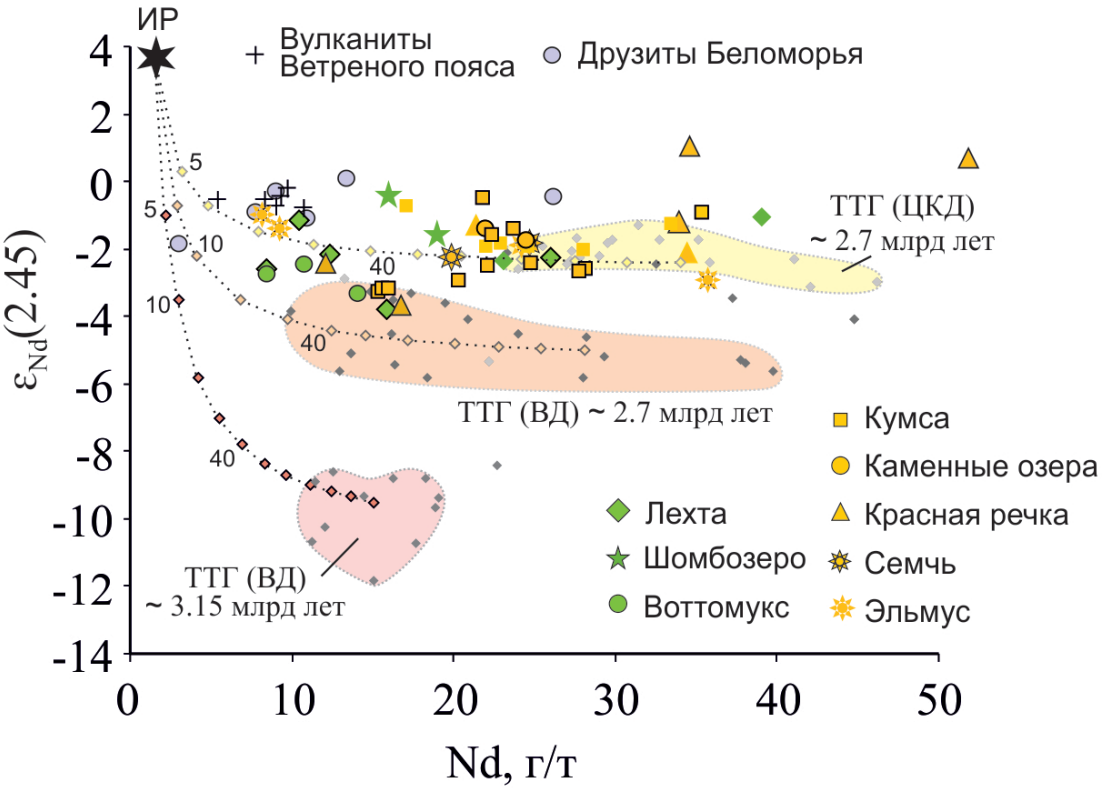


Рис. 2. Диаграмма в координатах Nd – ε_{Nd}(2.45) для сумийских базальтов (Арестова и др., в печати, Bogina et al., 2015, 2018) в сравнении с базальтами Ветреного пояса (Puchtel et al., 2016), друзитами Беломорья (Lobach-Zhuchenko et al., 1998) и составами архейских ТТГ пород Карельской провинции (значения ε_{Nd} пересчитаны на 2.45 млрд. лет).

Приведены линии, рассчитанные по математической модели двухкомпонентного смешения (Jahn et al., 2000): $Xm = [(\varepsilon c - \varepsilon mc)Ndc]/[\varepsilon mc(Ndm - Ndc) - (\varepsilon mNdm - \varepsilon cNdc)]$, где Xm – доля мантийного компонента, Ndm и Ndc – концентрация Nd в мантийном и коровом компонентах, εmc, εm, εc – значения для полученной корово-мантийной смеси, мантийного и корового компонентов соответственно, пересчитанных на возраст (2.45 млрд. лет) сумийского магматизма. При расчетах в качестве корового компонента был принят средний состав (1) палеоархейских тоналитов Водлозерского домена (ВД) с εNd(2.45) = –9.5 и Nd = 15 г/т; (2) неоархейских гранитоидов ВД εNd(2.45) = –5 и Nd = 28 г/т; (3) неоархейских гранитоидов Центрально-Карельский домена (ЦКД) εNd(2.45) = –2.4 и Nd = 38 г/т, а в качестве мантийного компонента в модели был использован состав рассчитанного исходного (неконтаминированного) расплава (ИР) для коматиитовых базальтов Ветреного пояса (Puchtel et al., 2016) с εNd(2.45) = +3.7, Nd = 1.44 г/т.

Fig. 2. Nd vs εNd(2.45) diagram for the early Paleoproterozoic basalts and basaltic andesites from the Karelian province of the Fennoscandian shield (Arestova et al., In press, Bogina et al., 2015, 2018) in comparison with basalts of the Vetreny belt (Puchtel et al., 2016), drusites of the White Sea region (Lobach- Zhuchenko et al., 1998) and the Archean TTG rock compositions of the Karelian province (εNd values are recalculated to 2.45 Ga).

Mixing lines calculated using the mathematical model of two-component mixing (Jahn et al., 2000): Xm = [(εc – εmc) Ndc] / [εmc (Ndm – Ndc) – (εmNdm – εcNdc)]: Xm is the mantle component, Ndm and Ndc are the Nd concentration in the mantle and crustal components, εmc, εm, εc are the values for the obtained crustal-mantle mixture, mantle and crustal components, respectively, recalculated for the age (2.45 Ga). The crustal component: average composition (1) of the Paleoarchean tonalites of the Vodlozero domain (VD) with εNd (2.45) = –9.5 and Nd = 15 ppm; (2) Neoarchean granitoids VD εNd (2.45) = –5 and Nd = 28 ppm; (3) Neoarchean granitoids of the Central Karelian domain (CKD) εNd (2.45) = –2.4 and Nd = 38 ppm, and the composition of the calculated initial (uncontaminated) melt for the komatiite basalts of Vetreny belt was used as the mantle component in the model with εNd (2.45) = +3.7, Nd = 1.44 ppm (Puchtel et al., 2016).

дезибазальты Карельской провинции от коматиитов Ветреного пояса и одновозрастных базитов интрузий отличают высокие концентрации Nd = 8-51 г/т (ср. 22) (рис. 1, 2), сопоставимые с таковыми в коре, поэтому их состав не мог быть получен путем только контаминации деплетированных мантийных расплавов материалом ТТГ-коры (рис. 2).

Этот вывод подтверждается расчетами моделей плавления с последующей фракционной кристаллизацией и коровой контаминацией по РЗЭ. Для расчета равновесного частичного плавления по редким элементам была применена методика (Allegre, Minster, 1978), использованы данные из экспериментальных работ (Walter, 1998; Nandedkar et al., 2016), содержание РЗЭ в мантийном перидотите принято равным PM (Sun, McDonough, 1989). Наименее обогащенные спектры распределения РЗЭ сумийских базальтов Ветреного пояса, Лехтинской структуры и оз. Воттомукс можно получить при 35-40 % плавлении перидотита с последующем удалением 30 % Ol–OPx котектики и добавлением до 20 % корового контаминанта (рис. 1 б). Но ни меньшая степень плавления, ни большее фракционирование не могут обеспечить наблюдаемые высокие концентрации и характер распределения РЗЭ в базальтах Водлозерского домена, содержание РЗЭ в которых в отдельных случаях даже превышает таковое в ТТГ (рис. 1 б). Поэтому некоторые исследователи (Bogina et al., 2018) выбирают в качестве контаминанта неоархейские санукитоиды, обогащенные LREE (в т.ч. Nd). Однако санукитоиды с содержанием Nd > 40 г/т характерны лишь для некоторых малых массивов и имеют очень ограниченное распространение, тогда как большинство санукитоидов (Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Heilimo et al., 2010; Егорова, 2014) не отличаются по содержанию Nd (20-30 г/т) от других неоархейских гранитоидов Карельского кратона (рис. 2). Следовательно, санукитоиды также не подходят в качестве универсального контаминанта для получения наблюдаемых составов сумийских вулканитов всех изученных структур.

С другой стороны, повышенное содержание SiO_2, ЛРЗЭ и Zr, наличие отрицательной аномалии Nb, высокое отношение $(La/Sm)_N$ = 2-4 и низкие отношения Sm/Nd = 0.19-0.21 и Nb/La = 0.7-0.5 помимо коровой контаминации могут свидетельствовать о выплавлении первичных расплавов из обогащенного мантийного источника с последующим фракционированием амфибола. Это согласуется с водонасыщенностью сумийских базальтовых лав, о чем свидетельствуют миндалекаменные текстуры, проявленные в ряде потоков. По данным экспериментов при давлениях ниже 3 ГПа и $T < 1200$°C в литосферной мантии может существовать паргасит (Green, 2015), который должен неизбежно разрушаться при высоких температурах поднимающегося плюма и насыщать область плавления водой. Согласно расчетам, обогащенные спектры распределения РЗЭ сумийских базальтов Водлозерского домена можно получить при 15 % плавлении амфибол содержащего гранатового перидотита, в 3 раза обогащенного РЗЭ в сравнении с PM, с последующим фракционированием Px и Amp (10-30 %) (сиреневая линия, рис. 1б). Присутствие амфибола в источнике сумийских базальтов могло обусловить их отличия от мезоархейских аналогов, которые выплавлялись при большем давлении (3.5-5 ГПа, Арестова и др., 1988) и не несут следов обогащения и/или контаминации.

Производные обогащенной литосферной мантии в истории Фенноскандинавского щита появляются в начале неоархея. Неоархейские базальты Карельской провинции в сравнении с мезоархейскими имеют обогащённые тренды распределения РЗЭ (Чекулаев и др., 2018), сходные с таковыми в сумийских базитах (рис. 1б). Широкое проявление санукитоидного магматизма □2.73 млрд. лет назад на территории всего архейского кратона (Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Heilimo et al., 2010; Егорова, 2014) свидетельствует о существовании на этот момент в литосфере метасоматизированных областей. Примитивные мафитовые фазы санукитоидных массивов имеют значения $\varepsilon_{Nd}(2.73) = +1.7 \pm 0.5$, свидетельствующие наряду с другими изотопными характеристиками (Егорова, 2014) об обогащении источника незадолго до его плавления. Отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ в сумийских базитах могут быть результатом эволюции такого источника (с пониженным относительно хондрита и ДМ Sm/Nd отношением). Разная степень обогащения и/или плавления мантийного источника могли приводить к наблюдаемым отличиям в составе вулканитов различных структур.

Заключение

Сходные геохимические и изотопные характеристики вулканитов и интрузий, локализованных в различных фрагментах коры Фенноскандинавского щита, имеющих различный возраст и состав подстилающих/вмещающих пород, требуют единых или, по крайней мере, сходных условий формирования расплавов.

Коровая контаминация, вероятно, имела место, однако этот механизм не подходит для объяснения всех наблюдаемых особенностей состава сумийских вулканитов, в первую очередь, высоких концентраций легких РЗЭ, в том числе Nd.

Плавление обогащенного в позднем архее мантийного источника является более подходящим объяснением повышенных концентраций несовместимых элементов и отрицательных значений $\varepsilon_{Nd}(t)$ в сумийских базитах.

Работа выполнена в рамках темы НИР № FMNU-2019-0001.

Литература

1. Арестова Н.А., Лобач-Жученко С.Б., Кузнецов Р.А. Расчёт петрологических моделей коматиитов и базальтов с использованием содержаний редких элементов. В: (Лобач-Жученко С.Б. ред.) Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы. 1988. Л. Изд-во: Наука. С. 148–162.
2. Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Егорова Ю.С., Кучеровский Г.А., Крамчанинов А.Ю. Сумийские базальты Карельской провинции: геологическое положение, состав, условия образования // Петрология. В печати.
3. Арзамасцев А.А., Егорова С.В., Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Степанова А.В., Скуфьин П.К., Чащин В.В., Веселовский Р.В. Палеопротерозойские (2.51-2.40 млрд. лет) магматические провинции северо-восточной Фенноскандии: геохимия вулканитов и корреляция с интрузивными комплексами // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 6. С. 37–66.
4. Егорова Ю.С. Санукитоиды Фенно-Карельской провинции Балтийского щита: геология, состав, источники. Автореф. канд. дисс. С.-Петербург. 2014. 20 с.
5. Светов С.А., Голубев А.И., Светова А.И. Геохимия сумийских андезибазальтов Центральной Карелии // Геохимия. 2004. № 7. Т. 42. С. 729–739.
6. Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н. Сумийские андезибазальты Койкарско-Эльмусской площади: литогеохимическая характеристика и условия формирования // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. 2012. Вып. 15. С. 5–27.
7. Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф. Орогенный вулканизм Карелии // Труды Ин-та геологии Кар ФАН СССР. 1977. Вып. 36. 216 с.
8. Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С., Кучеровский Г.А. Изменение условий формирования коры Карельской провинции Балтийского щита при переходе от мезо- к неоархею: результаты геохимических исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 3. С. 3–23.
9. Чекулаев В.П., Глебовицкий В.А. О среднем составе ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой) ассоциации: возможности использования // Доклады РАН. 2017. Т. 472. № 2. С. 192–196.
10. Чистяков А.В., Шарков Е.В. Петрология раннепалеопротерозойского Бураковского комплекса, Южная Карелия // Петрология. 2008. Т. 16. № 1. С. 66–91.
11. Alapieti T. The Koilismaa layered igneous complex, Finland – its structure, mineralogy and geochemisty, with specialemphasis on the distribution of chromium // Geol. Surv Finl. Bull. 1982. V. 319. P. 1–116.
12. Allegre C.J., Minster J.F. Quantitative models of trace element behavior in magmatic process // Earth and Planetary Science Letters. 1978. № 38. P. 1–25.
13. Bayanova T., Ludden J., Mitrofanov F. Timing and duration of Palaeoproterozoic events ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, producing petrological and geodynamic implications // Geological Society, London. Special Publication. 2009. V. 323. P. 165–198.
14. Bogina M.M., Zlobin V.L., Mints M.M. Early Paleoproterozoic volcanism of the Karelian Craton: age, coerces and geodynamic setting // International Geology Review. 2015. V. 57. №. 11-1. P. 1433–1445. DOI: 10.1080/00206814.2014.931783.
15. Bogina M., Zlobin V., Svetov S., Sharkov E., Chistyakov A. Petrogenesis of siliceous high-Mg series: Evidence from Early Paleoproterozoic mafic volcanic rocks of the Vodlozero Domain, Fennoscandian Shield // Geoscience Frontiers. 2018. № 9. P. 207–221.
16. 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.
17. Green D.H. Experimental petrology of peridotites, including effects of water and carbon on melting in the Earth's upper mantle // Phys. Chem. Mineral. 2015. V. 42. P. 95–122.

18. Hanski E., Huhma H., Rastas P., Kamenetsky V.S. The Palaeoproterozoic komatiite-picrite association of Finnish Lapland // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 855–876.
19. Heilimo E., Halla J., Hölttä P. Discrimination and origin of the sanukitoid series: Geochemical constraints from the Neoarchean western Karelian Province (Finland) // Lithos. 2010. V. 115. P. 27–39.
20. Jahn B.M., Wu F., Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in Phanerozoic // Episodes. 2000. V. 23. P. 82–92.
21. Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Kovalenko A.V., Ivanikov V.V., Gooseva N.S., Sergeev S.A., Matukov D.I., Jarvis K.E. High-Mg granitoids (sanukitoids) of the Baltic shield – geological setting, geochemical characteristics and implication for the origin of mantle derived melt // Lithos. 2005. V. 79. P. 107–128.
22. Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A., Chekulaev V.P., Levsky L.K., Bogomolov E.S., Krylov I.N. Geochemistry and petrology of 2.40-2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // Precambrian. Res. 1998. V. 92. № 3. P. 223–250.
23. Nandedkar R.H., Hürlimann N., Ulmer P., Muntener O. Amphibole–melt trace element partitioning of fractionating calc-alkaline magmas in the lower crust: an experimental study // Contrib. Mineral. Petrol. 2016. V. 171. I. 71. P. 1–25. https://doi.org/10.1007/s00410-016-1278-0.
24. Puchtel I.S., Touboul M., Blitchert-Toft J., Walker R.J., Brandon A.D., Nicklas R.W., Kulikov V.S., Samsonov A.V. Lithophile and siderophile element systematics of Earth‘s mantle at the Archean-Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites // Geochim. Cosmochim. Acta. 2016. V. 180. P. 227–255.
25. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the ocean basins // Geol. Society. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
26. Walter M. J. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere // Journal of Petrology. 1998. V. 39. P. 29–60.
27. Yang S-H., Hanski E., Li C., Maier W.D., Huhma H., Makrushin A., Latypov R., Lohaye Y., O’ Brion 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 // Mineral. Deposita. 2016. V. 51. P. 1055–1073.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 172–176

Новые данные о возрасте и гетерогенности Контайской интрузии (Полярная Сибирь)

Зайцев В.А. [1], Елизаров Д.В. [2]
[1] ГЕОХИ РАН, Москва, alkaline@geokhi.ru
[2] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, elizarov@geoksc.apatity.ru

Аннотация. Контайская расслоенная интрузия – относительно новый представитель магматизма Полярной Сибири, обнаруженный между наиболее детально изученными районами: Норильским и Маймеча-Котуйским. В статье приводятся новые Rb/Sr и Sm/Nd данные для пород интрузии. Rb/Sr оценка возраста по биотиту 244.9±2.8 млн. лет, соответствует окончанию первого пульса внедрения Сибирских трапповых базальтов, совпадает с возрастом меймечитов и временем отжига треков в апатите Гулинской интрузии. Sr и Nd изотопная систематика для этого возраста демонстрирует гетерогенность как на уровне пород, так и на уровне минералов, что интерпретируется как следствие внедрения магмы, контаминированной ксенокристаллами, которые не были полностью переуравновешены.

Ключевые слова: Сибирский плюм, Контайская интрузия, возраст, Sr-Nd изотопная систематика.

The new data on the age and isotope heterogeneities of Kontay intrusion (Polar Siberia)

Zaitsev V.A. [1], Elizarov D.V. [2]
[1] Vernadsky Institute of Geochemistry and Analyticlcal Chemistry RAS, Moscow, alkaline@geokhi.ru
[2] Geological Institute of Kola Scientific Center RAS, Apatity, elizarov@geoksc.apatity.ru

Abstract. The Konay intrusion, located between Maimecha-Kotuy and Norilsk areas is one of the least well understand layered intrusion of Siberian plume. We present new Sr and Nd isotopic data for the rocks. The biotite Rb/Sr age of 244.9±2.8 Ma in accordance with zircone U-Pb data corresponds to the age meimechites and apatite fission track age of Guli pluton and the terminal part of first pulse of Sinerian flood basalt event . ε_tNd and $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ data demonstrate isotope heterogeneity both on the rock and the mineral scale. We thick that magma of Konay intrusion was contaminated by previously formed xenocrystals, that wasn't fully re-equilibrated with melt.

Key words: Siberian plume, Kontay intrusion, age, Sr-Nd isotope systematic.

Введение

Сибирский плюм – один из наиболее ярко проявленных случаев появления плюмовой геодинамики нашей планеты, имевший место на рубеже перми и триаса. С ним связана одна из крупнейших магматических провинций, породы которой распространены от Урала до Якутии и от Таймыра до верховьев Ангары. Наиболее подробно этот магматизм изучен в северной части, где расположена Норильская группа месторождений и Маймеча-Котуйская щелочная провинция. Относительно недавно схема магматизма Полярной Сибири была дополнена монцогаббро-монцодиоритовым Контайским комплексом (Липенков и др., 2018), единственным известным представителем которого является Контайская интрузия, но его возраст и роль в магматизме региона оставались дискуссионными.

Возраст комплекса ранее был определён Rb-Sr изохроной по серии пород как нижнепалеозойский 483±66 млн. лет, а возраст наложенного процесса ~140 млн. лет (Зайцев и др., 2018), тогда как полученные датировки по цирконам, выделенным из пород интрузии: 248.5 ± 2.6 млн. лет, 246.5 ± 2.6 млн. лет, 249.9 ± 5.2 млн. лет соответствуют раннему триасу (Липенков и др., 2018). Возраст отжига треков в апатите (AFT) составляет 173.1± 13 млн. лет - 180.7± 13.6 млн. лет (Bagdasaryan et al., 2020).

Обе изотопные версии датировки проблематичны. Первая – потому, что в районе отсутствуют магматические проявления, с которыми она могла бы быть соотнесена, хотя имеются находки цирконов сходного возраста, кроме того, после появления AFT-датировок апатита геологический смысл датировки так называемого «наложенного процесса» выглядит неясным. Вторая – потому,

что датированные цирконы, вероятно, имеют вторичную природу. (Зайцев, Елизаров, 2019). В связи с этим были проведены дополнительные изотопные исследования Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем.

Геологическая позиция

Контайская интрузия (70°49’с.ш.10°09’в.д.), расположена на западной границе Маймеча-Котуйской провинции (примерно 30 км к западу-юго-западу от Гулинского массива). Интерпретация геофизических данных говорит о лакколитообразной форме интрузии, с горизонтальными размерами порядка 8×15 км и мощностью около 2.5 км (Кушнир, 2005) Массив рассечён серией даек мелкокристалических палагонитовых долеритов мощностью от первых десятков сантиметров до 15 м. (Липенков и др., 2018). Вторичные преобразования пород массива отвечали условиям цеолитовой, пренит-пумпелиитовой и зеленосланцевой фаций (Зайцев и др., 2018).

Комплексное минералого-петролого-геохимическое изучение пород показало, что породы интрузии образуют единую серию, демонстрируя дифференциацию от богатых магнетитом ортопироксен-содержащих биотитовых габбро и габброноритов до кварцевых монцонитов, за исключением самой верхней части разреза, сложенной гранодиоритами (рис. 1). Она существенно отличается, как от расположенных восточнее ийолит-карбонатитовых интрузий Маймеча-Котуйской провинции, так и от интрузивов Норильского района. При этом породы интрузии заметно менее магнезиальны, чем развитые в районе вулканиты (Зайцев и др, 2018).

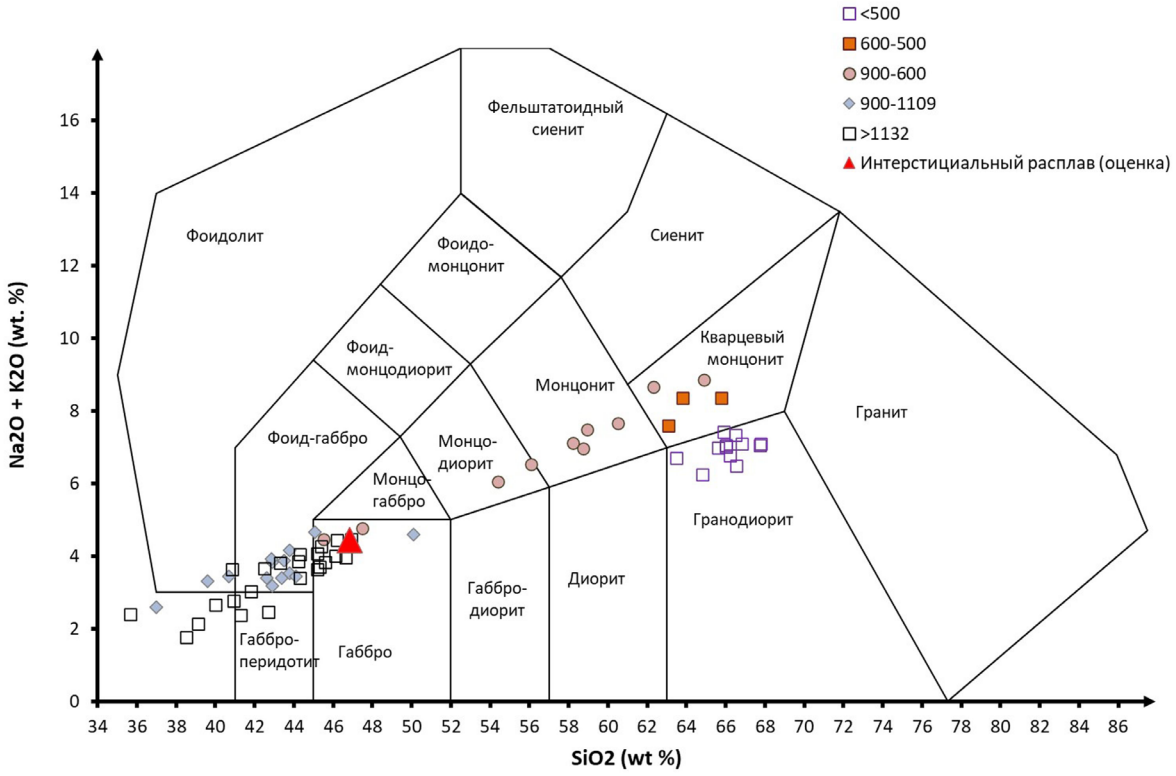


Рис. 1. Составы пород Контайской интрузии и оценка состава интерстициального расплава. Разными знаками показаны составы пород различных диапазонов вертикального разреза (цифры соответствуют глубине от устья скважины).

Fig. 1. TAS -diagram for Kontay intrusion rocks. Samples from intrusion zones of different depths are shown with different signs. The red triangle shows an estimated composition of the interstitial melt for the lower zone of intrusion.

Методика исследования

Изотопный состав Sr и Nd и концентрации Rb, Sr, Sm и Nd были измерены в ГИ КНЦ РАН по стандартной методике (Баянова, 2004). Погрешности определения изотопного состава (95 %-ный доверительный интервал) Sr не превышают 0.04 %, Rb/Sr отношений – 1.2 %, изотопного состава Nd

не превышают 0.03 %, Nd/Sm отношений – 0.3 %. Расчёт параметров изохрон проводился по программе Isoplot-R (Vermeesch, 2018).

Результаты их обсуждение

Rb-Sr изохрона, полученная для образца биотитового габбро (рис. 2) демонстрирует возраст 244.9±2.8 млн. лет, что соответствует возрасту, определённому по цирконам.

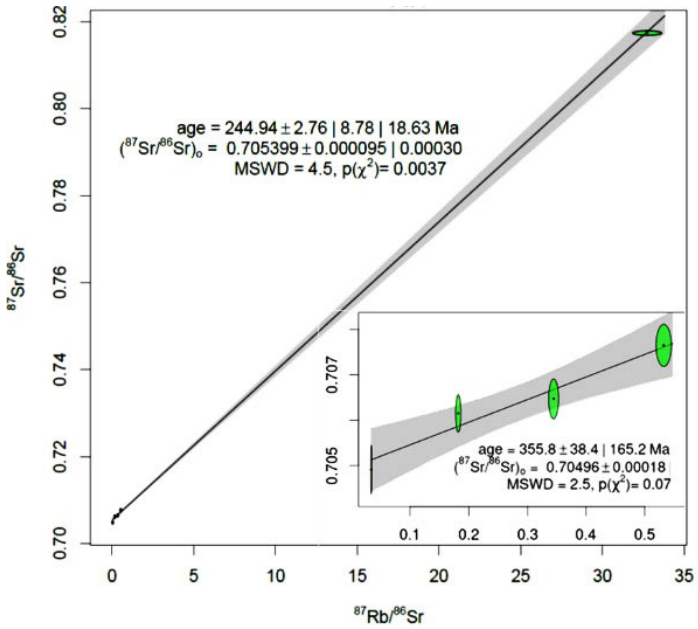


Рис. 2. Изохронная диаграмма для образца биотитового габбро.

Fig. 2. Isochron diagram for the biotite gabbro sample.

Этот возраст попадает на конец первого пульса внедрения Сибирских трапповых базальтов по (Ivanov et al., 2013), он совпадает возрастом меймечитов (Dalrymple et al., 1995) и временем отжига треков в апатите (AFT) Гулинской интрузии (Мышенкова и др., 2020) (рис. 3).

Следует отметить, что наклон изохроны, по существу, определяется положением фигуративной точки биотита, тогда как фракции других минералов лежат на прямой, соответствующей заметно более древнему возрасту: 355±38 млн. лет. Ещё для двух образцов по минеральным фракциям были получены линии наклона 337.3 ± 20.0 и 473.8 ± 22.1 млн. лет, свидетельствующие о сохранении гетерогенности в минералах слагающих Контайскую интрузию пород. Для валовых проб по-

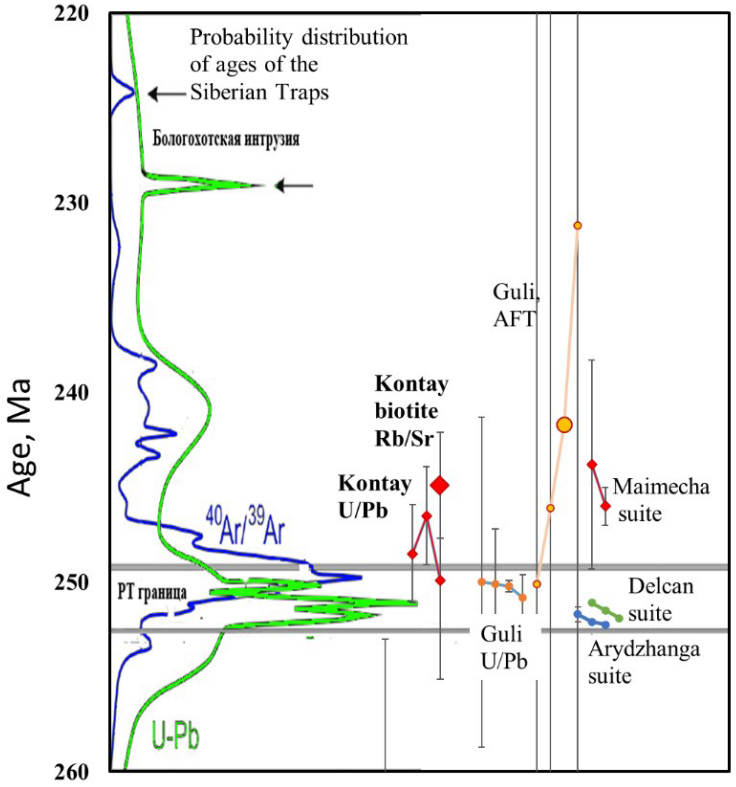


Рис. 3. Соотношение датировок Контайской интрузии с возрастами пород Сибирских траппов, датировками Гулинской интрузии и вулканитов Маймеча-Котуйской провинции (по Ivanov et al., 2013, Malich et al., 2015, Kamo et al., 2003, Kogarko and Zartman, 2007, Burgess, Bowring, 2015, Мышенкова и др., 2020).

Fig. 3. Age relations of the Kontay intrusion, Guli massif with lavas of the Siberian traps and Maimecha-Kotyu area (data from Ivanov et al., 2013, Malich et al., 2015, Kamo et al., 2003, Kogarko and Zartman, 2007, Burgess, Bowring, 2015, Мышенкова и др., 2020).

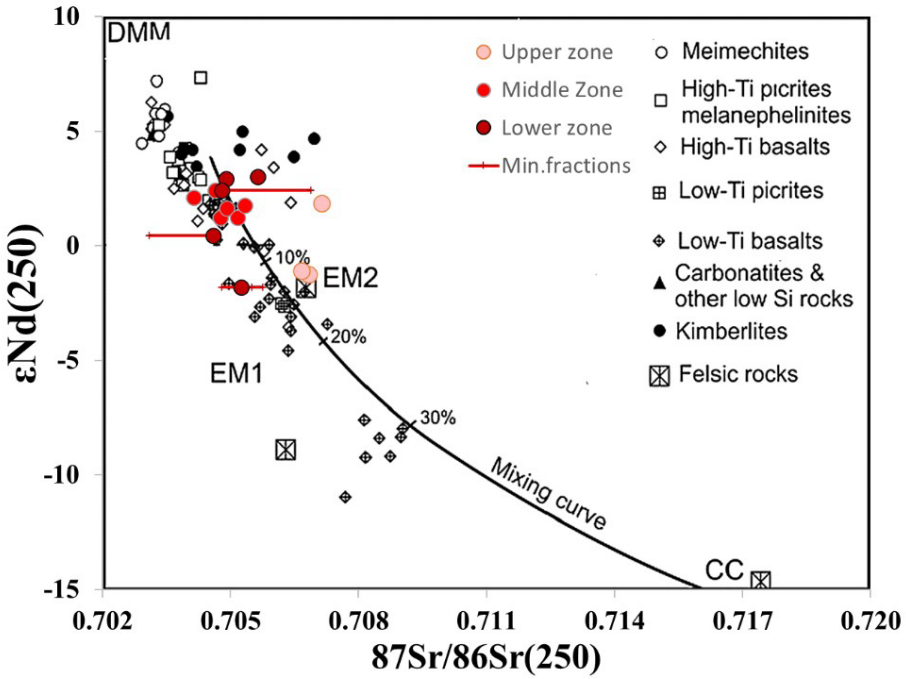


Рис. 4. Сопоставление вариаций изотопного состава пород Контайской интрузии с вариациями изотопного состава различных магм Сибирской трапповой провинции. Данные для эффузивов и линия смешения взяты из работы (Ivanov et al., 2018).

Fig. 4. εNd vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ diagram showing a plot of the Kontay intrusion rocks together with the published isotope compositions of Siberian trapps and Maimecha-Kotuy region effusive rocks. The data for effusive and the mixing line are taken from (Ivanov et al., 2018).

род из пород средней и нижней частей разреза, наклоны в Rb/Sr и Sm/Nd системах соответствуют возрастам 499.8 ± 12 скво = 6.2 и 464.5 ± 42.6 скво = 13.

Все эти «возрасты» не имеют геологически-логичной интерпретации и свидетельствуют, что на момент 225 млн. лет вещество интрузии было гетерогенно, как в масштабе пород, так и в масштабе слагающих их минералов.

Для того, чтобы сравнить изотопную гетерогенность массива с моделью смешения вещества из разных источников, происходившего на границе перми и триаса (Ivanov et al. 2018), изотопные данные были пересчитаны на возраст 250 млн. лет и представлены на диаграмме $^{87}Sr/^{86}Sr_{(250)}$ от $\varepsilon Nd_{(250)}$ (рис. 4). Рассмотрение этой диаграммы показывает, что фигуративные точки пород занимают большую область, при этом наблюдается компактная группа, которую образует большинство точек пород нижней зоны и породы средней зоны, тогда как породы верхней зоны отклоняются от кривой смешения с коровым материалом – образец 1176 – в сторону обогащения радиогенным неодимом, а остальные – в сторону обогащения радиогенным стронцием, причём разница в изотопном составе в разных минералах одного образца сравнима с вариациями, наблюдаемыми между разными образцами.

Наблюдаемые закономерности вариаций изотопного состава Sr и Nd показывают, что в ходе дифференциации Контайской интрузии происходило смешение вещества нескольких источников, причём изотопная гетерогенность была не полностью стёрта не только для пород в целом, но и для минералов одной породы. Поскольку в породах нижней зоны интрузии наблюдается две популяции клинопироксена (Зайцев и др., 2018), можно предположить, что наблюдаемый контраст может быть связан с внедрением магмы, содержавшей ксенокристаллы, которые не были полностью переуравновешены с расплавом, что и определило изотопную гетерогенность пород интрузии.

Исследования выполнены в рамках темы НИР № 0137-2019-0014.

Литература

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб. Изд-во: Наука. 2004. 174 с.
2. Зайцев В.А., Елизаров Д.В., Бычкова Я.В., Сенин В.Г., Баянова Т.Б. Первые данные о геохимии и возрасте Контайской интрузии, Полярная Сибирь // Геохимия. 2018. № 3. С. 222–236. https://doi.org/10.7868/S0016752518030020.
3. Кушнир Д.Г. Геологическое строение зоны сочленения Енисей-Хатангского регионального прогиба с Сибирской платформой в междуречье Хеты и Котуя по геофизическим данным. Дисс. на соискание ученой степени к.г.-м.н. Екатеринбург. 2005. 154 с.
4. Липенков Г.В., Мащак М.С., Кириченко В.Т., Наумов М.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Норильская. Лист R-47 – Хета. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2018. 464 с. + 5 вкл.
5. Мышенкова М.С., Зайцев В.А., Томсон С., Латышев А.В., Захаров В.С., Багдасарян Т.Э., Веселовский Р.В. Термальная история Гулинского плутона (север Сибирской платформы) по результатам трекового датирования апатита и компьютерного моделирования // Геодинамика и тектонофизика. 2020;11(1):75-87. https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-1-0464.
6. Bagdasaryan T., Veselovskiy R., Myshenkova M., Zaitsev V., Thomson S., Latyshev A. and Zakharov V.: New apatite fission track thermochronology data from the Siberian Permian-Triassic Traps, EGU General Assembly 2020. Online, 4–8 May 2020. EGU2020-692. https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-692.
7. Burgess S.D., Bowring S.A. High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction // Sci. Adv. 2015. V. 1. Iss. 7. e1500470. https://doi.org/10.1126/sciadv.1500470.
8. Dalrymple G.B., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Simonov O.N., Lanphere M.A., Likhachev A.P. A reconnaissance 40Ar/39Ar geochronologic study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia. Geochim. Cosmochim. Acta 1995. V. 59. P. 2071–2083. https://doi.org/10.1016/016-7037(95)00127-1.
9. Ivanov A.V., Mukas S.B., Kamenetsky V.S., Ackersond M., Demonterova E.I., Pokrovsky B.G., Vladykin N.V., Kolesnichenko M.V., Litasov K.D., Zedgenizov D.A. Volatile concentrations in olivine-hosted melt inclusions from meimechite and melanephelinite lavas of the Siberian Traps Large Igneous Province: Evidence for flux-related high-Ti, high-Mg magmatism // Chemical Geology. V. 483. P. 442–462. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.03.011.
10. Ivanov A.V., He H., Yan L., Ryabov V.V., Shevko A.Y., Palesskii S.V., Nikolaeva I.V. Siberian Traps large igneous province: Evidence for two flood basalt pulses around the Permo-Triassic boundary and in the Middle Triassic, and contemporaneous granitic magmatism. Earth Science Review. 2013. V. 122. P. 58–76. http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.04.001.
11. Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocksand evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary andmass extinction at 251 Ma // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 214. P. 75–91.
12. Kogarko L.N., Zartman R.E. A Pb isotope investigation of the Gulimassif, Maymecha-Kotuy alkaline-ultramafic complex, Siberian floodbasalt province, Polar Siberia // Miner. Petrol. 2007. V. 89 (1-2). P. 113–132.
13. Malich K.N., Khiller V.V., Badanina I.Yu., Belousova E.A. Results of dating of thorianite and baddeleyite from carbonatites of the Guli massif, Russia // Doklady Earth Sciences 2015. V. 464 (2). P. 1029-1032. https://doi.org/10.1134/S1028334X15100050.
14. Vermeesch P. Isoplot R: a free and open toolbox for geochronology //Geoscience Frontiers. 2018. V. 9. P.1479-1493. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 177–182

Уникальные гематитовые жилы Терского побережья, Кольский регион: состав, структурно-текстурные особенности и генезис

Зозуля Д.Р. [1], Соловьева А.Н. [2], Чикирёв И.В. [1, 3]
[1] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, zozulya@geoksc.apatity.ru
[2] УАиМ ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, annaivanova2019@mail.ru
[3] Апатитский филиал Мурманского ГТУ, Апатиты, chikireviv@mstu.edu.ru

Аннотация. В статье приведены данные минерального состава и структурно-текстурных особенностей анхимономинеральных гематитовых жил в песчаниках терской свиты, недавно открытых авторами в районе мыса Корабль, Кольский п-ов. Жилы состоят из мелкокристаллического пластинчатого гематита с незначительной примесью кварца и микроклина. Характер взаимоотношения с вмещающими породами, околожильных изменений и структурных особенностей позволяют предполагать образование жил из гидротермальных растворов, аккумулировавших железистое вещество из песчаников на стадии тектонотермальной позднепалеозойской активизации восточной части Балтийского щита. По нашим данным, изученные гематитовые жилы являются новым вещественно-генетическим типом гидротермальных жильных образований.
Ключевые слова: гематит; гидротермальная жила; песчаник; Терский берег.

Unique hematite veins of Tersky Coast, Kola region: composition, structural-textural features and genesis

Zozulya D.R. [1], Solovjova A.N. [2], Chikiryov I.V. [1, 3]
[1] Geological Institute KSC RAS, Apatity, zozulya@geoksc.apatity.ru
[2] Department of Postgraduate Studies, KSC RAS, Apatity, annaivanova2019@mail.ru
[3] Apatity Branch, Murmansk State Technical University, Apatity, chikireviv@mstu.edu.ru

Abstract. The article presents data on the mineral composition and structural and textural features of anchimonomineral hematite veins in the sandstones of the Terskaya Formation, recently discovered by the authors in the area of Cape Korabl', Kola Peninsula. The veins are composed of fine-grained lamellar hematite with minor amounts of quartz and microcline. The relationship with the host rocks, their alteration and structural features of veins suggest the formation of veins from hydrothermal solutions that accumulated ferruginous matter from sandstones at the stage of tectonothermal Late Paleozoic activation of the Eastern part of Baltic shield. According to our data, the studied hematite veins are a new material-genetic type of hydrothermal vein formations.
Key words: hematite; hydrothermal vein; sandstone; Tersky Coast.

Введение

Гидротермальные месторождения образуются за счет циркуляции горячих минерализованных рудоносных растворов магматического или иного происхождения. Возникновение их происходило на протяжении всей истории развития Земли (от архея до наших дней). Одной из самых распространенных форм гидротермальных тел являются жилы. Жильные тела образуют ограниченные по площади и объему поля распространения.

Несмотря на то, что полезные ископаемые, связанные с гидротермальными жилами, были предметом активной эксплуатации человеком на протяжении нескольких тысячелетий, многие из них и в настоящее время имеют экономическое значение (месторождения вольфрама, олова, золота, урана, кобальта, серебра, декоративных и коллекционных минералов, др.).

В то время как баритовые и кварцевые (в том числе аметистовые) жилы в песчаниках терской свиты были и ранее хорошо известны в этом районе Терского побережья, то мономинеральные гематитовые жилы были обнаружены впервые совсем недавно. Уникальность последних находится не только в их необычном составе, но и в том, что такие жилы в мире ранее были не известны. Данная работа направлена на изучение необычных процессов переноса и аккумуляции металлов в ходе низкотемпературных/гидротермальных процессов.

Литология терской свиты; геологическая позиция жил

Породы терской свиты распространены вдоль Терского побережья Кольского региона. Отложения свиты представлены аркозовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, кроме того, встречаются отдельные линзы гравелитов и конгломератов полимиктового состава. Породы свиты имеют характерный красно-коричневый цвет за счет развития гематитового пленочного цемента вокруг зерен кварца. В целом для толщи характерно линзовидное строение. Различные литотипы пород (аргиллиты, алевролиты, песчаники) образуют линзы протяженностью 50-100 м при мощности до 3 м. Толща залегает субгоризонтально с незначительным падением (5-10 градусов) слоев в южном направлении. Мощность пород свиты составляет около 500 м.

Для отложений свиты характерны различные осадочные текстуры – симметричная рябь волнения, трещины усыхания, косослоистые серии, свидетельствующие о мелководных условиях их формирования. Резкая фациальная изменчивость пород терской свиты, выражающаяся в уменьшении фаций алевролитов и аргиллитов в западном направлении, также является показателем мелководного генезиса пород свиты.

По комплексу микрофоссилий Б.В. Тимофеев относит отложения терской свиты к среднему рифею (Сергеева и др., 1974). Определение изотопного возраста, выполненного калий-аргоновым методом для двух образцов алевролитов из отложений терской свиты, дали значения 1263 +/- 40 млн. лет и 1080 +/- 40 млн. лет (Любцов и др., 1989), что также подтверждает среднерифейский возраст.

Отложения терской свиты слагают северный борт кандалакшского авлакогена, заложение и развитие которого происходило в течение рифея. По своим структурно-текстурным и литологическим характеристикам породы терской свиты хорошо коррелируются с другими рифейскими отложениями авлакогенов, широко распространенных на Восточно-Европейской платформе. Вероятнее всего в позднепалеозойское время породы терской свиты испытали тектонотермальную активизацию.

Гематитовые жилы были обнаружены в приливно-отливной зоне в районе мыса Корабль (рис. 1). Куст состоит из нескольких субпараллельных жил мощностью 10-20 см и протяженностью до первых десятков метров. Жилы имеют субширотное простирание и вертикальное падение. В этом же районе развиты зоны гидротермальной / метасоматической проработки шириной до 5-7 м, пространственно приуроченные к местам развития трещиноватости и брекчирования пород. В этих

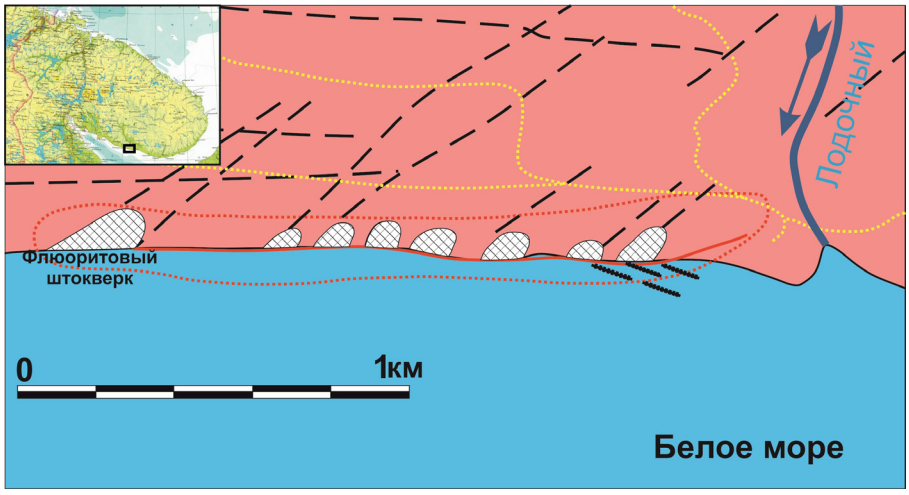


Рис. 1. Геологическая карта-схема района исследований (красное – песчаники терской свиты; косая клетка - зоны гидротермальной проработки с аметистовой минерализацией; черный пунктир – тектонические разломы) и расположение жил (черные сплошные линии (вне масштаба)). Составлена с дополнениями по (Жиров и др., 2004).

Fig. 1. Geological sketch-map of the study area (red - sandstones of the Terskaya Fm; oblique cell – zones of hydrothermal alteration with fluorite mineralization; black dotted line – tectonic faults) and the location of veins (black solid lines (out of scale)). Modified after Zhirov et al. (2004).

зонах наблюдаются многочисленные кварцевые (в том числе с аметистовой минерализацией) и баритовые жилы, флюоритовые штокверки.

Характеристика вмещающих пород и околожильные изменения

В исследуемом районе на мысе Корабль обнажаются красноцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты. Песчаники отчетливо слоистые с параллельной, диагональной и косой слоистостью. Типичная порода представлена мелко- и среднезернистым аркозовым песчаником со средней сортировкой и пленочным железистым цементом, который локально переходит в поровый, и формировался на стадии диагенеза. Обломочная часть состоит из кварца, полевых шпатов (альбит и микроклин), акцессорных апатита, циркона, граната, титанита, магнетита и REE минералов. Зерна обломочной части в основном полуокатанные.

Песчаники вблизи контакта с жилами (до 10 см) часто брекчированы и несут признаки перераспределения первичного гематита, заключающегося в появлении сегрегаций минерала и зон лейкократизации (рис. 2). «Диагенетичекий» гематит характеризуется неправильной формой (заполняет межзерновое пространство породы), пористым строением и присутствием примесных титана, марганца и ванадия (табл. 1). Редко в околожильных песчаниках наблюдаются спутанно-волокнистые округлые агрегаты (размером до 10 μm) пластинчатого гематита, по форме выделений сходного с гематитом жил (см. ниже). Характерная форма агрегатов и морфология зерен гематита указывает на их «свободный» рост в пустотах. Иногда в песчаниках развиваются сеточки тонких жилок мощностью 100-200 μm, сложенных преимущественно пластинчатым гематитом. Контакты жил с вмещающими породами четкие. Характерной особенностью является развитие на экзоконтакте достаточно крупных (первые сантиметры) выделений альбита. Иногда сами контакты трассируются поздними кварцевыми прожилками мощностью до 20 μm, которые в свою очередь могут пересекать и сами жилы.

Таблица 1. Состав гематита (вес. %) из вмещающего песчаника (ВП) и гематитовой жилы (ГЖ).

Table 1. Composition of hematite (wt. %) from host sandstone (ВП) and hematite vein (ГЖ).

Образец	ВП	ГЖ
SiO_2	0.47	0.18
TiO_2	1.99	
Al_2O_3		0.65
Fe_2O_3	93.27	94.63
MnO	0.06	
V_2O_5	0.16	
Сумма	95.96	95.46

Примечание. Качественный химический анализ проводился на сканирующем электронном микроскопе Leo 1450 с энергодисперсионным анализатором Brucker X-Flash 5010 (аналитик Е.Э. Савченко, ГИ КНЦ РАН)

Петрографическая характеристика жил

Жилы состоят из мелкокристаллического (до 50 μm) пластинчатого гематита с незначительной примесью кварца и микроклина. Распределение минерала по объему жилы неравномерно. Объемное содержание минерала может составлять на отдельных участках от 30 до 100 % (рис 3 a, b, c, d). При увеличении содержания гематита происходит уменьшение размеров зерен, составляя в мономинеральных участках несколько микрон. Гематит второй генерации заполняет контракционные трещины и характеризуется относительно более крупным размером и правильными кристаллографическими формами (рис. 3 d, e, g), что позволяет предполагать для него свободный рост в пустотах трещин остывания. Гематит жил характеризуется практически стехиометрическим составом (табл. 1) и не содержит примесей, характерных для «диагенетического» гематита из песчаника. Жилы могут

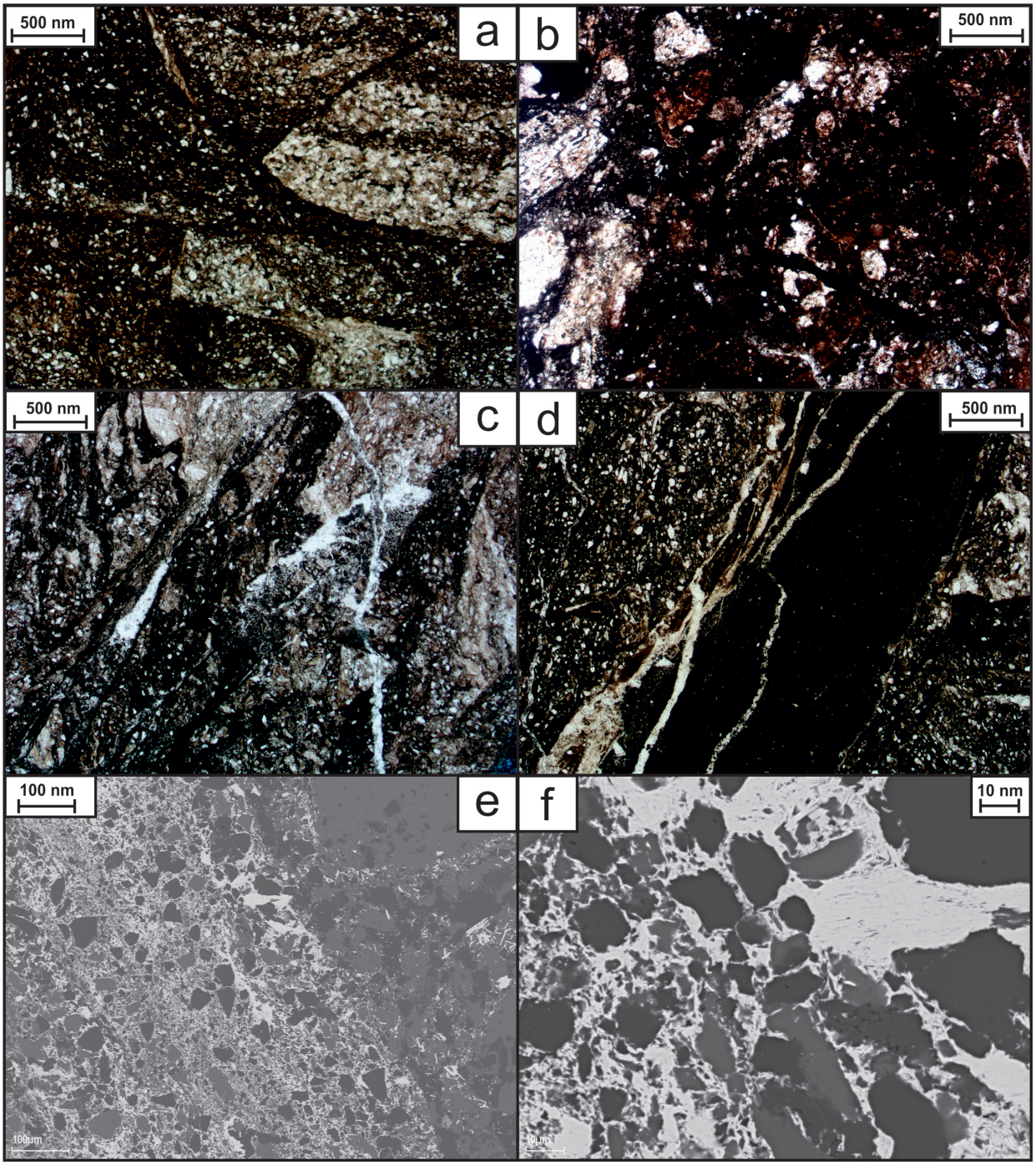


Рис. 2. Строение вмещающих пород (a – брекчирование песчаника; b – брекчии песчаников на контакте с гематитовой жилой; c – сеть тонких гематитовых жилок; d – гематитовая жилка с четкими контактами, прорывается кварцевыми жилами; e – сегрегация гематита и выделение альбита в песчанике вблизи контакта с жилой (BSE фото); f – пористое строение «диагенетического» гематита (BSE фото).

Fig. 2. The structure of the host rocks (a – sandstone brecciations; b – sandstone breccias at the contact with a hematite vein; c – a network of thin hematite veins; d – hematite vein with clear contacts, cut by quartz veins; e – segregation of hematite and release of albite in sandstone near the contact with the vein (BSE photo), f – porous structure of «diagenetic» hematite (BSE photo).

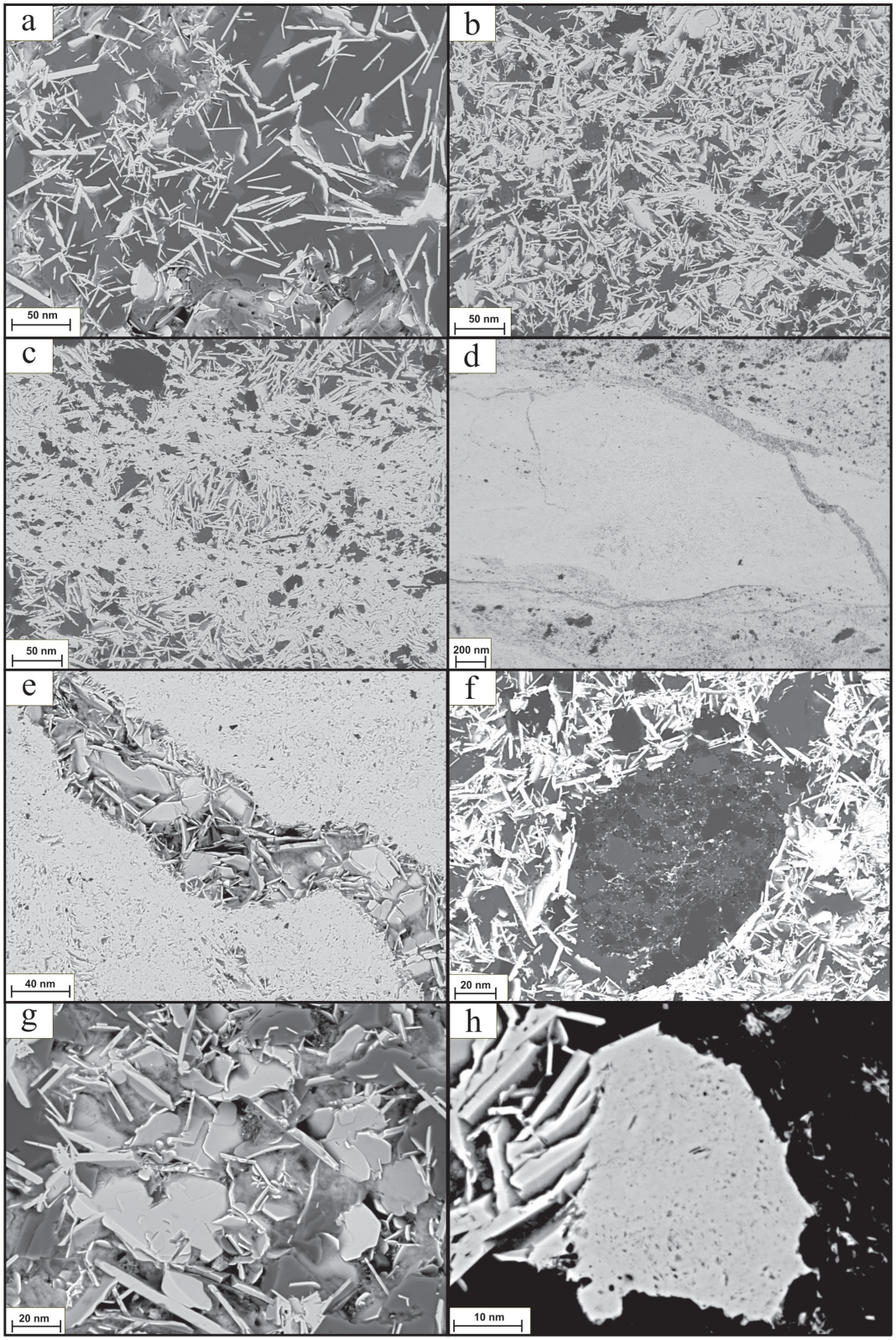


Рис. 3. Строение и минеральный состав гематитовых жил (BSE фото: a, b, c, d – морфология и распределение гематита на участках жил с разным содержанием минерала; e, g – гематит в трещинах остывания; f – ксенолит песчаника в жиле; h – ксеногенный «диагенетический» гематит с нарастаниями пластинок гидротермального гематита).

Fig. 3. Structure and mineral composition of hematite veins (BSE photos: a, b, c, d – morphology and distribution of hematite in parts of the veins with different mineral content; e, g – hematite in cooling cracks; f – sandstone xenolith in the vein; h – xenogenic «diagenetic» hematite with growths of plates of hydrothermal hematite).

содержать обломки песчаника (рис. 3 f) и угловатые пористые ксенокристы гематита из песчаников (рис. 3 h). Для последних характерно нарастание пластинчатого гематита.

Проведенные наблюдения позволяют предположить следующую последовательность процессов при формировании жил: 1) частичное растворение первичного «диагенетического» гематита под воздействием глубинных флюидов и кристаллизация «гидротермального» гематита в порах песчаника; 2) формирование тектонических разломов, разгрузка в них рудоносного флюида и кристаллизация основной массы гематита; 3) формирование трещин остывания и кристаллизация в них гематита второй генерации; 4) формирование кварцевых жил.

О происхождении гематитовых жил Терского берега

Для генезиса гематитовых жил можно предположить два способа образования: гидротермальный (в этом случае необходимо предполагать существование селективно железистых гидротермальных растворов) и метасоматический (должны происходить процессы миграции железа из песчаников). По всей видимости, в формировании жил участвовали оба процесса. Гематитовые жилы имеют признаки как жил выполнения (рост минералов в свободном пространстве трещины) с резкими контактами, так и жил замещения (метасоматический рост в твердом субстрате) с неровными контактами и интенсивными околожильными изменениями.

По своему составу и геологической позиции гематитовые жилы Терского берега не соответствуют ни одной категории из многочисленных вещественно-генетических формаций гидротермальных рудных месторождений (Смирнов, 1982; Авдонин, Старостин, 2010; Barnes, 1979). Но их пространственная связь с кварцевыми (аметистовыми) и баритовыми жилами, с одной стороны, и с флюоритовой минерализацией, с другой, позволяют предполагать их температурные интервалы формирования как мезотермальные (350-200 °C) и/или эпитермальные (200-50 °C). Так, для гидротермальных флюорит-гематитовых жил рудного района Шварцвальд получены температуры гомогенизации газово-жидких включений в интервале 150-155 °C (Walter et al., 2020), а для гидротермального барит-гематитового месторождения Ахмадабад – 200-220 °C (Babaei, Ganji, 2018). В целом, гематитовые и кварцевые жилы с сопутствующей флюоритовой минерализацией Терского берега можно отнести к семейству флюорит-барит-кварц-карбонатных жил, образующихся в линеаментных зонах, рифтах и зонах несогласия между кристаллическим фундаментом и осадочным чехлом платформы. Классическим примером являются жилы Рейнского грабена (Walter et al., 2020), для которых показано, что основным процессом рудообразования в гидротермальных системах является смешение флюидов между горячими рассолами фундамента (или бассейновыми рассолами) и более холодными малоглубинными флюидами из осадков. В случае Терских гематитовых жил, появление глубинных флюидов связывается с палеозойской тектонотермальной реактивизацией Кандалакшского грабена и масштабным проявлением щелочно-ультраосновного магматизма в регионе.

Литература

1. Авдонин В.В., Старостин В.И. Геология полезных ископаемых. М. Изд-во: Академия. 2010. 384 с.
2. Жиров Д.В., Пожиленко В.И., Белкина О.А. и др. Терский район. СПб. Изд-во: Ника. 2004. 128 с.
3. Любцов В.В., Михайлова Н.С., Предовский А.А. Литостратиграфия и микрофоссилии позднего докембрия Кольского полуострова. Апатиты. 1989. 130 с.
4. Сергеева Э.И., Тимофеев Б.В., Сергеев А.С. Литобиостратиграфическая характеристика турьинской и терской свит // Микрофоссилии протерозоя и раннего палеозоя СССР. Л. 1974. С. 24–27.
5. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. Изд. 4-е, перераб. и доп. М. Изд-во: Недра.1982. 668 с.
6. Babaei A.H., Ganji A. Characteristics of the Ahmadabad hematite/barite deposit, Iran – studies of mineralogy, geochemistry and fluid inclusions // Geologos. 2018. V. 24/1. P. 55–68.
7. Barnes H.L. (ed.) Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Wiley Interscience. New York. 1979. 798 p.
8. Walter B.F., Jensen J.L., Coutinho P., etc. Formation of hydrothermal fluorite-hematite veins by mixing of continental basement brine and redbed-derived fluid: Schwarzwald mining district, SW Germany // Journal of Geochemical Exploration. 2020. 212. 106512.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 183–187

Новые данные о видовом составе и биологических характеристиках рыб озер г. Мурманск

Зубова Е.М., Терентьев П.М., Постнова С.В.
Институт проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, zubova@inep.ksc.ru

Аннотация. Впервые исследованы ихтиоценозы пяти озер в черте г. Мурманск. Полученный видовой состав рыб показал разнотипность изученных водоемов: встречались сигово-лососевые и окуневые озера, в некоторых водоемах ядром ихтиоценоза были окунь и щука. Анализ биологических характеристик рыб из этих озер выявил значимые различия в линейно-весовых характеристиках окуня. Полученные различия обусловлены не только естественными причинами, но и влиянием антропогенных процессов, в частности эвтрофированием «городских» озер. На основе проведенных исследований оз. Семеновское можно рассматривать в качестве типичного «городского» водоема в разработке системы комплексного гидробиологического мониторинга, включая рыб. То же самое касается оз. Большое, но с точки зрения наличия сигово-лососевого комплекса.
Ключевые слова: г. Мурманск, «городские» водоемы, ихтиоценоз, биологические характеристики.

New data on the species composition and biological characteristics of fish in lakes from Murmansk

Zubova E.M., Teretjev P.M., Postnova S.V.
Institute of the North Industrial Ecology Problems KSC RAS, Apatity, zubova@inep.ksc.ru

Abstract. The ichthyocenoses of five lakes within the Murmansk city were studied for the first time. The resulting species composition of fish showed the diversity of the studied water bodies: whitefish-salmon and perch lakes were found, in some water bodies perch and pike were the core of the ichthyocenosis. Analysis of the biological characteristics of fish from these lakes revealed significant differences in the linear-weight characteristics of the perch. The differences obtained are due not only to natural causes, but also to the influence of anthropogenic processes, in particular the eutrophication of «urban» lakes. On the basis of the conducted studies of the Semenovskoye Lake can be considered as a typical «urban» reservoir in the development of a system of integrated hydrobiological monitoring, including fish. The same applies to Bolshoe Lake , but from the point of view of the presence of a whitefish-salmon complex.
Key words: Murmansk, «urban» reservoirs, ichthyocenosis, biological characteristics.

Введение

В связи с интенсивным развитием промышленности на территории Мурманской области и усилением антропогенного влияния на экосистемы во второй половине XX века, большое внимание исследователей было уделено рыбам, как индикаторам состояния водоемов. В основном, эти работы были посвящены ихтиофауне больших водоемов озера Имандра и бассейна реки Пасвик, на водосборной территории которых сосредоточены все крупные промышленные предприятия региона (Моисеенко, 1991; Моисеенко, Яковлев, 1990; Кашулин и др., 1999 и др.). Состояние ихтиоценозов малых водоемов урбанизированных территорий Мурманской области практически не оценивалось. В настоящее время материалы подобных работ имеются лишь для оз. Куэтсъярви (нижнее течение р. Пасвик), оз. Большой Вудъявр (бассейн р. Белая) и оз. Ковдор (бассейн р. Ёна) (Кашулин и др., 1999; Королева и др., 2012; Зубова, 2015). Мурманск – столица Мурманской области и крупнейший город мира, полностью расположенный за Полярным кругом, с населением около 300 тыс. человек. На территории Мурманска и вблизи него расположено несколько десятков озер, имеющих как хозяйственно-бытовое, так и рекреационное значение для жителей и гостей города (Слуковский и др., 2020). На основании исследований гидрохимических показателей и донных отложений некоторых озер Мурманска в 2018 – 2019 гг., их можно отнести к водоемам с высоким и крайне высоким уровнем загрязнения (Slukovskii et al., 2020). Как в воде, так и в поверхностных слоях донных отложений наблюдается повышенное содержание тяжелых металлов (V, Ni, Sb, Pb, Co, Cr и W). Основными источниками загрязнения являются выбросы Мурманской ТЭЦ, угольного

порта, автомобильного и железнодорожного транспорта. Ихтиофауна «городских водоемов» Мурманска ранее не изучалась. Целью настоящей работы было исследование видового состава и основных биологических характеристик рыб ранее не исследованных водоемов г. Мурманск. Полученные данные необходимы для оценки особенностей функционирования экосистем «городских» водоемов Мурманска в условиях интенсивного антропогенного загрязнения и разработки системы их мониторинга.

Материал и методы

Ихтиологические исследования проводились в сентябре 2020 г. на следующих озерах г. Мурманск: Большое, Семеновское, Среднее, Окуневое и Ледовое по известным методикам (Правдин, 1966). Возраст кумжи и ряпушки определяли по чешуе, окуня – по жаберной крышке, щуки – по клейтруму (Чугунова, 1959). Для анализа питания рыб исследовалось содержание их желудков (Попова, Решетников 2011). Подробные гидрологические и гидрохимические характеристики исследованных озер приведены в работе Slukovskii et al., 2020

Результаты

Оз. Большое (68.975502°N, 33.160240°E). В уловах присутствовали кумжа *Salmo trutta* L. (15 экз.) и ряпушка *Coregonus albula* (L.) (1 экз.). Кумжа была представлена особями длиной 149-233 мм и массой 35-139 г. Особенности распределения кумжи по длине и массе показаны на рис. 1 а, б. Возрастная структура кумжи из оз. Большое состоит из 4 возрастных групп (от 2+ лет до 5+ лет), преобладали рыбы в возрасте 3+ – 4+ лет (рис. 1 в). Линейный и весовой рост кумжи показан на рисунке 1 г. Несмотря на невысокие линейно-весовые характеристики кумжи в озере, половые продукты двух самок были на IV стадии развития. Длина половозрелых рыб составила 194 и 231 мм, масса – 76 и 139 г соответственно. Кумжа в оз. Большое в основном питалась личинками ру-

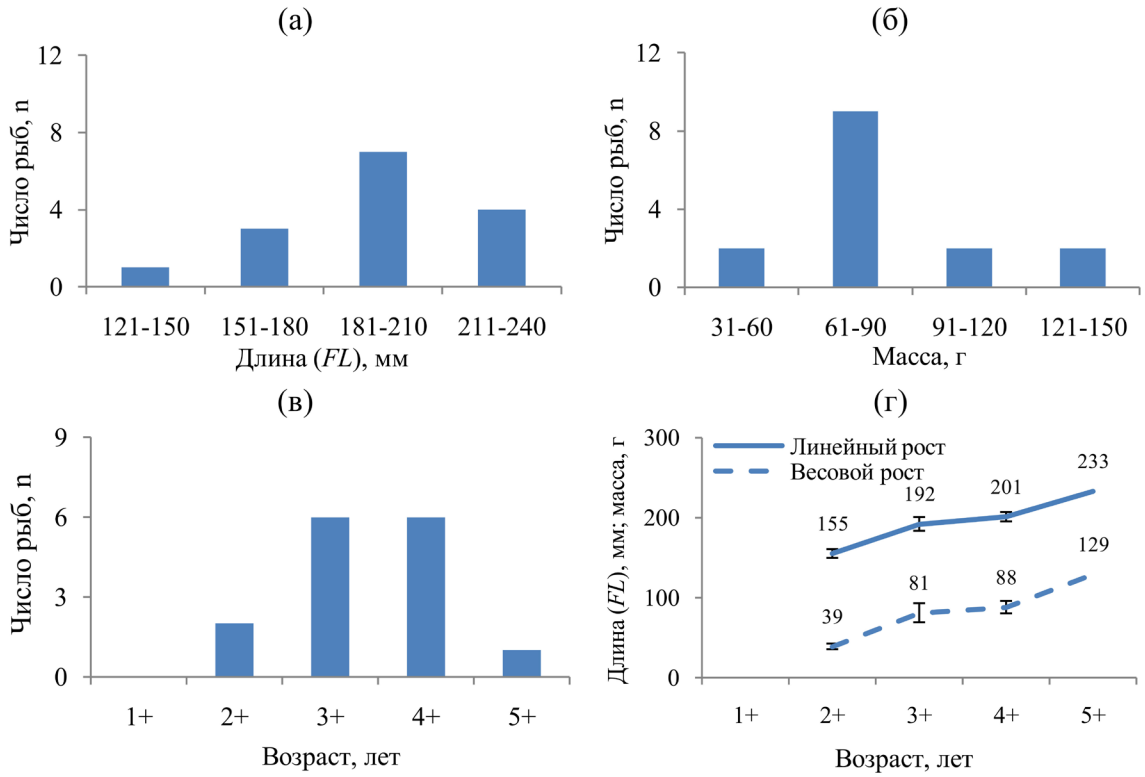


Рис. 1. Размерный (*FL*), мм (а), весовой, г (б) и возрастной составы (г), линейный (*FL*), мм и весовой, г рост кумжи в оз. Большое, 2020 г.

Fig. 1. Dimensional (*FL*), mm (a), weight, g (b) and age composition (d), linear (*FL*), mm and weight, g growth of brown trout in the lake. Big, 2020.

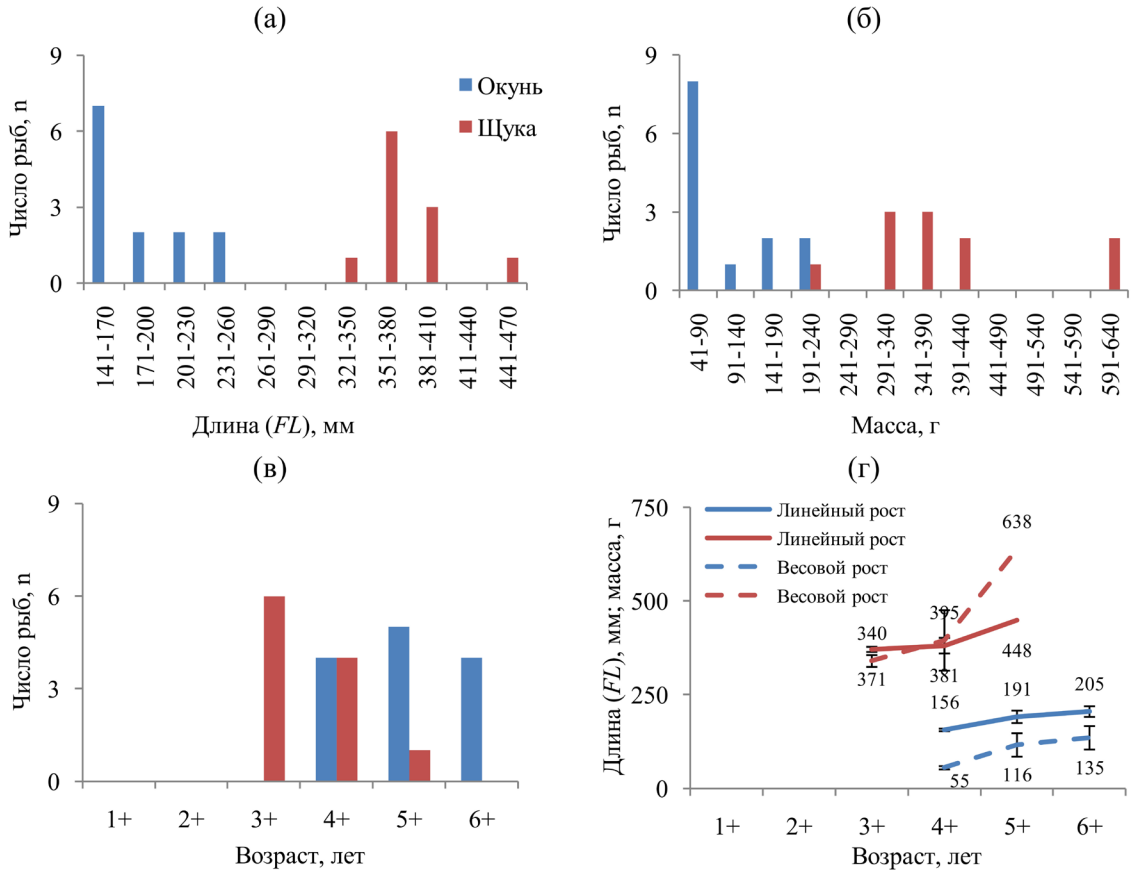


Рис. 2. Размерный (*FL*), мм (а), весовой, г (б) и возрастной составы (г), линейный (*FL*), мм и весовой, г рост окуня и щуки в оз. Семеновское, 2020 г.

Fig. 2. Dimensional (*FL*), mm (a), weight, g (b) and age composition (d), linear (*FL*), mm and weight, g growth of perch and pike in the lake. Semenovskoe, 2020.

чейников (рода *Limnephilus*, *Molanna* и *Phryganea*): индекс относительной значимости (далее *IR*) составил 93.0 %. В желудках двух особей (длиной 174 и 186 м) была обнаружена трехиглая колюшка *Gasterosteus aculeatus* L. (6.9 % *IR*). Также в желудках кумжи выявлены имаго отрядов Хирономиды (семейства *Limoniidae* и *Tipulidae*) и Полужесткокрылые (*Cicadellidae*).Размерно-весовые показатели ряпушки оз. Большое, представленной преднерестовым самцом в возрасте 4+, не превышали 155 мм и 33 г.

Озеро Семеновское (68.991553°N, 33.089911°E). Выборки из озера включали два вида рыб – речного окуня *Perca fluviatillis* L. (13 экз.) и щуку *Esox lucius* L. (11 экз.). Окунь был представлен особями длиной 145-239 мм и массой 42-213 г, Аналогичные показатели щуки варьировали в пределах 325-448 мм и 210-638 г. Распределение окуня и щуки по длине и массе показано на рисунке 2 а, б. Окунь был представлен особями в возрасте от 4+ до 5+ лет, щука – от 3+ до 5+ лет. В выборке доминировали рыбы в возрасте 5+ и 3+ лет соответственно (рис. 2 в). Линейный и весовой рост окуня и щуки показан на рисунке 2 г. 46 % особей выловленного окуня (как самцы, так и самки) имели стадию развития гонад III – IV. Длина половозрелых окуней составила 158-209 мм, масса – 52-213 г.

Среди щук только 2 особи (длиной 425 и 448 мм, массой 601 и 638 г) имели гонады на III стадии развития. В желудках у питающихся особей щуки был обнаружен окунь. В питании окуня большое значение имел крупный зоопланктон (*Eurycercus*, *Sida*) – 96.5 % *IR*. Также окунь питался личинками хирономид (*Chironomus*) и ручейников (*Phryganea*), брюхоногими моллюсками (*Valvata*) и клопами (*Sigara*). У одного окуня длиной 236 мм в желудке обнаружена рыба (окунь).

Озеро Окуневое (68.950427°N, 33.128116°E). В озере был отмечен только речной окунь (11 экз.). Он имел меньший диапазон значений длины и массы, нежели окунь из оз. Семеновское

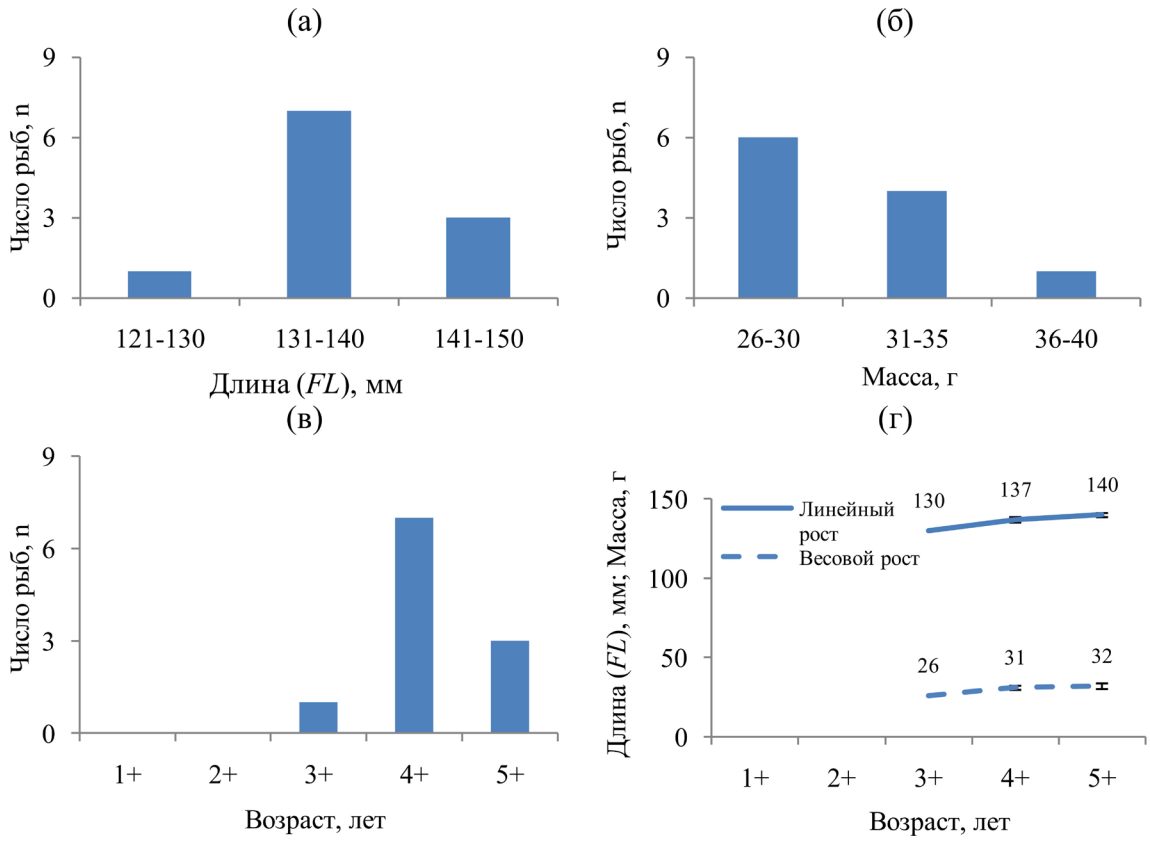


Рис. 3. Размерный (*FL*), мм (а), весовой, г (б) и возрастной составы (г), линейный (*FL*), мм и весовой, г рост окуня в оз. Окуневое, 2020 г.

Fig. 3. Dimensional (*FL*), mm (a), weight, g (b) and age composition (d), linear (*FL*), mm and weight, g perch growth in the lake. Okunevoye, 2020.

(см. выше): 130-147 мм и 26-38 г соответственно (рис. 3 а, б). Окунь в уловах был представлен особями в возрасте от 3+ до 5+, наиболее многочисленными были особи в возрасте 4+ лет (рис. 3 г). Линейный и весовой рост окуня из оз. Окуневое был значимо ниже ($p = 0.001$) по сравнению с оз. Семеновское (рис. 2 г, 3 г). 91 % особей окуня из Окуневого имели хорошо развитые половые продукты. У двух исследованных на питание окуней в желудках были обнаружены личинки хирономид (*Chironomus* и *Procladius*), зоопланктонные организмы (*Eurycercus*) и водяные клопы (*Sigara*).

В озерах Среднее (68.981130°N, 33.121181°E) и Ледовое (68.933005°N, 33.105182°E) в сетных орудиях лова рыба отсутствовала.

В прибрежной части всех исследованных озер г. Мурманска обнаруживались скопления девятииглой колюшки *Pungitius pungitius* L. и, учитывая питание рыб, в оз. Большое обитает трехиглая колюшка.

Обсуждение

Таким образом, предварительные исследования ихтиоценозов озер г. Мурманска, показали их разнотипность. Оз. Большое возможно отнести к сигово – лососевому водоему: ядро ихтиоценоза составляют осеннезимненерестующие кумжа и сиги. Причем, кумжа здесь, по всей вероятности, образует жилую озерную (или озерно – речную) форму, созревающую при значимо меньших размерах и возрасте (3+ – 4+ лет), нежели проходная кумжа (Шустер, 1985). Кумжа в оз. Большое является типичным бентофагом и в незначительной мере хищником.

Ядром ихтиоценоза оз. Семеновское являются ранневесеннерестующие щука и окунь. В желудках окуня из Семеновского в основном обнаруживался крупный ракообразный зоопланктон. Присутствие в составе пищевого комка окуня организмов бентоса и рыбы, говорит об эврифагии

окуня в Семеновском или смешанном питании с проявлением каннибализма у более крупных особей. Щука в данном озере является типичным хищником.

Оз. Окуневое является окуневым водоемом. Окуни здесь имеют смешанное питание и имеют значимо меньшие темпы наблюденного линейно – весового роста относительно окуня из оз. Семеновское. Высокие темпы роста окуня из Семеновского связаны с большей продуктивностью озера, нежели Окуневое, вызванной его антропогенным загрязнением (Черепанов, Денисов, Слуковский, 2020).

Отсутствие промысловых видов рыб в оз. Ледовое объясняется сильным загрязнением водоема (Slukovskii et al., 2020). Кроме того, чрезвычайно малые размеры озера при отсутствии выраженной литорали, участков высшей водной растительности, а также закрытость водоема препятствуют возможности функционирования в нем типичных для арктических систем видов рыб. Очевидно, что отсутствие проточности оз. Среднее также препятствует развитию и воспроизводству в нем представителей фауны рыб, поскольку по гидрологическим показателям оно больше относится к гольцовым водоемам.

На основе вышеизложенного оз. Семеновское можно рассматривать в качестве типичного «городского» водоема в разработке системы комплексного гидробиологического мониторинга, включая рыб. То же самое касается оз. Большое, но с точки зрения наличия сигово-лососевого комплекса.

Работа поддержана из средств гранта РНФ № 19-77-10007.

Литература

1. Зубова Е.М. Линейный рост европейского сига *Coregonus lavaretus* (L.) в антропогенно-модифицированных водоемах европейской субарктики (на примере Мурманской области): Автореф. дис. … к.б.н. Пермь. Изд-во: ПГНИУ. 2015. 28 с.
2. Кашулин Н.А., Лукин А.А., Амундсен П.А. Рыбы пресноводных вод Субарктики как биоиндикаторы техногенного загрязнения. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 1999. 142 с.
3. Королева И.М., Валькова С.А., Вандыш О.И., Денисов Д.Б., Терентьев П.М., Сандимиров С.С., Даувальтер В.А., Кашулин Н.А. Состояние экосистемы озера Ковдор и характеристика рыбной части его населения // Труды КНЦ РАН. Прикладная экология Севера. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2012. Вып. 2. № 3 (10). С. 100–132 .
4. Моисеенко Т.И. Закисление и загрязнение тяжелыми металлами поверхностных вод Кольского Севера. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 1991. 47 с.
5. Моисеенко Т.И., Яковлев В.А. Антропогенные преобразования водных экосистем Кольского Севера. Л. Изд-во: Наука. 1990. 219 с.
6. Попова О.А., Решетников Ю.С. О комплексных индексах при изучении питания рыб // Вопросы ихтиологии. 2011. Т. 51. № 5. С. 1–6.
7. Правдин И.Ф. Руководство по изучению рыб. М. Изд-во: Пищ. пром-сть. 1966. 376 с
8. Слуковский З.И., Даувальтер В.А., Гузева А.В., Денисов Д.Б., Черепанов А.А. Природные и техногенные факторы в формировании геохимии современных донных отложений малых озер г. Мурманска (Арктическая зона РФ) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2020. № 17. С. 510–514. https://doi.org/10.31241/FNS.2020.17.098.
9. Черепанов А.А., Денисов Д.Б., Вандыш О.И., Слуковский З.И., Постнова С.В. Исследования сообществ зоопланктона в озерах города Мурманска // Труды КНЦ РАН. 2019. 4(10). С. 83–93. DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.4.83-93.
10. Чугунова Н.И. Руководство по изучению возраста и роста рыб. М. Изд-во: АН СССР. 1959. 64 с.
11. Шустер Б.И. Сиг *Coregonus lavaretus pidschian* (Gmelin) Верхнетуломского водохранилища // Рыбохозяйственные исследования Верхнетуломского и Серебрянского водохранилищ Мурманской области: Сб. научных трудов. Мурманск. Изд-во: ПИНРО. 1985. С. 58–71.
12. Slukovskii Z., Dauvalter V., Guzeva A., Denisov D., Cherepanov A., Siroezhko E. The Hydrochemistry and Recent Sediment Geochemistry of Small Lakes of Murmansk, Arctic Zone of Russia // Water. 2020. V. 12. P. 1130. https://doi.org/10.3390/w12041130.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 188–192

Зональность измененных минерализованных пород на медно-молибденовом порфировом рудопроявлении Пеллапахк

Калинин А.А.
Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, kalinin@geoksc.apatity.ru

Аннотация. На медно-молибденовом рудопроявлении Пеллапахк установлена следующая зональность измененных пород: (0) – слабоизмененные гранит-порфиры, (1) – микроклин-кварцевые и кварц-микроклиновые породы, (2) – кварц-мусковитовые и мусковит-кварцевые сланцы, (3) – кианит (андалузит)-мусковит-кварцевые сланцы, (4) – жедрит-кордиеритовые породы по сланцам поросозерской серии, (5) – слабоизмененные андалузит-биотитовые плагиосланцы поросозерской серии. Такая зональность близка к зональности, описанной в порфировых месторождениях в фанерозойских комплексах. Показано, что формирование зональности на рудопроявлении происходило при развитии порфировой рудной системы, впоследствии измененные породы были метаморфизованы. Рудный штокверк имеет сложную форму и охватывает различные типы измененных пород.

Ключевые слова: пояс Колмозеро-Воронья, порфировые месторождения, метасоматоз, сульфидная минерализация.

Zoning of altered rocks in the Pellapahk copper-molybdenum porphyry occurrence

Kalinin A.A.
Geological Institute of the Kola Sci.Centre, RAS, Apatity, kalinin@geoksc.apatity.ru

Abstract. The following zoning of altered rocks was defined in the Pellapahk Cu-Mo occurrence: (0) – unaltered ganite porphyry; (1) – microcline-quartz and quartz-microcline rocks; (2) – quartz-muscovite and muscovite-quartz schists; (3) – quartz-muscovite-kyanite(andalusite) schist; (4) – cordierite-gedrite rock after prosozero series schists; (5) – unaletered biotite-andalusite schist of the porosozero series. The defined zoning is similar to that one, described in the porphyry Cu deposits in Phanerozoic. The alteration zonality formed at the time of development of the porphyry ore system in the Pellapahk occurrence, and later the altered rocks were amphibolite facies metamorphosed. The mineralized stockwork is of very complicated form, and different altered rocks are mineralized.

Key words: Kolmozero-Voronya belt, porphyry deposit, alteration, sulfide mineralization.

В поясе Колмозеро-Воронья известно более 20 массивов, относящихся к комплексу габбродиоритов - диоритов - гранодиорит-порфиров, они сосредоточены в северо-западном фрагменте пояса. Порфиры основного – среднего состава образуют дифференцированные от габбродиорит-порфиров до гранит-порфиров массивы размером менее 1 км по длинной оси. Порфировые породы кислого состава (гранодиорит- и гранит-порфиры) могут формировать и более крупные массивы до нескольких километров по длинной оси, но менее дифференцированные по составу. Наиболее значительные из них это массив у северного подножия горы Пеллапахк и массив в истоках р. Няльмйок.

С породами комплекса габбродиоритов – диоритов – гранодиорит-порфиров в северо-западной части зеленокаменного пояса ассоциируют медно-молибденовое рудопроявление Пеллапахк, месторождение золота Няльм-1 и золото-серебряное месторождение Оленинское.

Гранит-порфиры г. Пеллапахк интрудируют основные и средние метавулканиты колмозерской серии, а также высокоглиноземистые сланцы поросозерской серии, что подтверждается секущим характером контактов гранит-порфиров и наличием ксенолитов сланцев поросозерской серии в южной части интрузии. В свою очередь, кварцевые порфиры в северной части тела секутся интрузией плагиомикроклиновых гранитов, а также многочисленными малыми интрузиями и дайками пироксенитов, габбро и габбро-долеритов, пегматитовыми жилами, протерозойскими и палеозойскими дайками оливиновых и пикритовых порфиритов (Калинин, Галкин, 2012) (рис. 1).

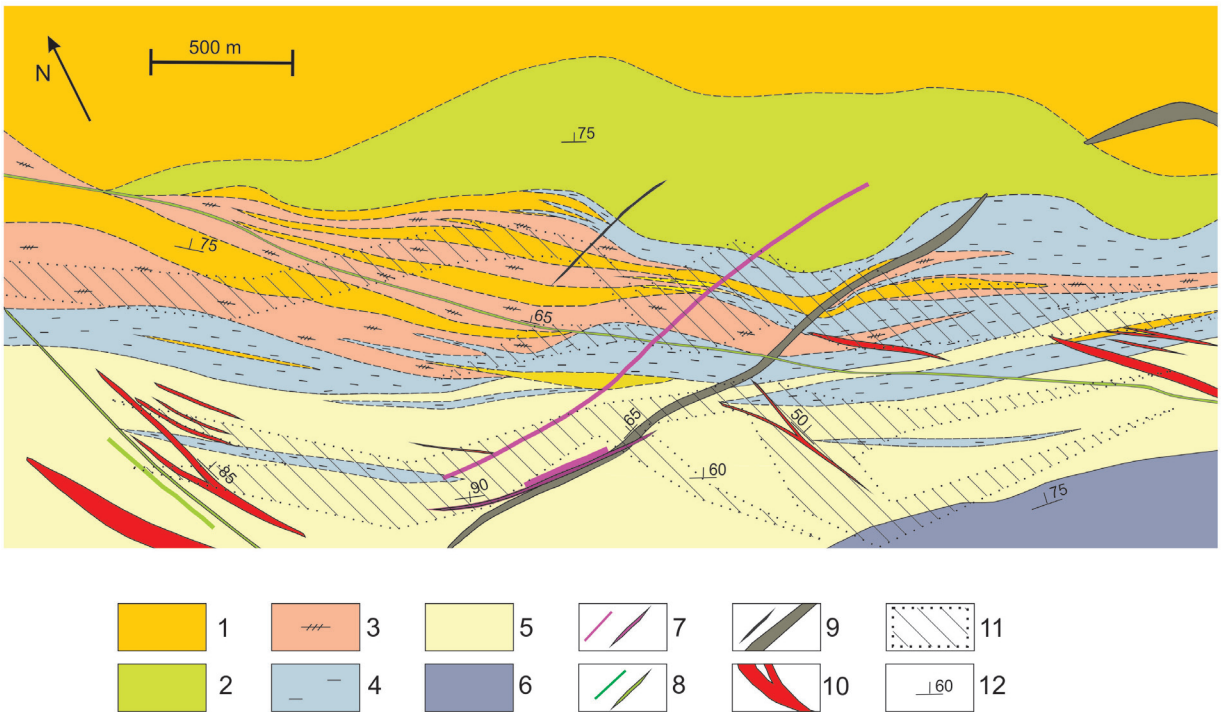


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Cu-Mo рудопроявления Пеллапахк (по Калинин, Галкин, 2012).

1 – гранит-порфиры, 2 – перемежающиеся кварцевые порфиры, амфиболиты, биотит-амфиболовые и биотитовые плагиосланцы неясного генезиса; 3 – кварц-полевошпатовые и полевошпат-кварцевые породы, 4 – кварц-мусковитовые и мусковит-кварцевые сланцы; 5 – кианит (андалузит)-мусковит-кварцевые сланцы; 6 – жедрит-кордиеритовые метасоматиты по глиноземистым сланцам поросозерской серии; 7 –дайковый комплекс пикритовых порфиритов и щелочных пикритов (PZ?); 8–9 –дайковый комплекс (PR?): 8 – долериты, 9 – пироксениты; 10 – жилы гранитных пегматитов; 11 – границы продуктивного штокверка с Cu-Mo минерализацией; 12 – элементы залегания (сланцеватость, контакты жил и даек).

Fig. 1. Schematic geological map of the Pellapahk Mo-Cu occurrence (after Калинин, Галкин, 2012).

1 – granite porphyry, 2 – interstratifications of quartz porphyry, amphibole-biotite and biotite plagioschists of unclear genesis, 3 – quartz-feldspar and feldspar-quartz rocks, 4 – quartz-muscovite and muscovite-quartz schists; 5 – quartz-muscovite-kyanite(andalusite) schist; 6 – cordierite-gedrite rock after the Porosozero series schists, 7– dykes of alkaline picrite and picrite porphyry (PZ?), 8 – dolerite dykes (PR?), 9 – pyroxenite dykes (PR?), 10 – granite pegmatite veins, 11 – Cu-Mo mineralized stockwork, 12 – rock bedding (schistosity, contacts of dykes and veins).

Возраст интрузии гранит-порфиров, определенный классическим U-Pb методом по циркону, составил 2828 ± 8 млн. лет, СКВО = 0.86 (Калинин и др., 2010). То есть внедрение кварцевых порфиров связано с завершающей стадией формирования вулканогенно-осадочных пород пояса, до регионального метаморфизма амфиболитовой фации который имел место в неоархее и в палеопротерозое (Другова и др., 1982).

Гранит-порфиры – мелкозернистые до тонкозернистых породы с порфировыми вкрапленниками кварца и плагиоклаза размером до 1 мм. Минеральный состав порфиров: кварц 40-45 %, плагиоклаз – олигоклаз-андезин 25-35 %, микроклин до 10 %, мусковит 10-15 %, биотит 5-10 %, кальцит и эпидот до 2-3 %; акцессорные минералы представлены титанитом, рутилом, турмалином, апатитом, сульфидными минералами – пиритом, пирротином, халькопиритом и сфалеритом. По химическому составу порода относится к умеренно-глиноземистым интрузивным породам I-типа известково-щелочного ряда (Kalinin, Kudryashov, 2021).

Измененные породы развиваются в виде полосы мощностью около 700 метров вдоль границы кварцевых порфиров и высокоглиноземистых сланцев поросозерской серии. Отмечается следующая последовательность смены одних типов пород другими (с севера на юг, рис. 1): (0) – слабоизмененные гранит-порфиры, (1) – микроклин-кварцевые и кварц-микроклиновые породы,

(2) – кварц-мусковитовые и мусковит-кварцевые сланцы, (3) – кианит (андалузит)-мусковит-кварцевые сланцы, (4) – жедрит-кордиеритовые породы по сланцам поросозерской серии, (5) – слабоизмененные андалузит-биотитовые плагиосланцы поросозерской серии.

Мусковитовые и кианит-мусковитовые сланцы – тонко-мелкозернистые породы серебристо-белого цвета. Присутствуют порфировые вкрапленники кварца, унаследованные от исходных пород (4 об. %), и порфиробласты глиноземистых минералов (6-8 %). Основная масса кианит (андалузит)-мусковитовых сланцев состоит из кварца 50-60 об. %, мусковита 5-20 %, андалузита и кианита 2-25 %, плагиоклаза до 10 %, биотита до 5 %, иногда присутствуют силлиманит (фибролит), кордиерит, турмалин, рутил, сфен, апатит. В зависимости от наличия той или иной полиморфной модификации силиката алюминия выделяются кианитовые, кианит-андалузитовые и андалузитовые разности сланцев.

В процессах преобразования полевые шпаты исходных пород были замещены мусковитом и кварцем, биотит – мусковитом, и появились новообразованные минералы глинозема андалузит и кианит. Изменение химического состава гранит-порфиров выразилось в увеличении содержания SiO_2 и K_2O, в снижении MgO, CaO и Na_2O (Белолипецкий и др.,1987). При этом магнием и кальцием обогащены жедрит-кордиеритовые метасоматиты, развивающиеся по сланцам поросозерской серии на контакте с гранит-порифрами – по всей видимости, имело место переотложение указанных коипонентов.

Известно, что для порфировых месторождений в фанерозойских комплексах свойственна следующая обобщенная зональность (от центра к краю системы и снизу вверх): зоны кальциево-натриевого, калиевого метасоматоза, хлорит-серицитовая, серицитовая и зона аргиллитизации (пирофиллит-кварцевые, алунит-кварцевые, каолинит-кварцевые породы) (Sillitoe, 2010). Выделяемая нами на рудопроявлении Пеллапахк зона микроклин-кварцевых пород соответствует зоне калиевого метасоматоза, мусковит-кварцевых сланцев – серицитовой зоне, а кианит (андалузит)-мусковит-кварцевые сланцы – зона аргиллитизации пород. Таким образом, зональность измененных пород на рудопроявлении сходна с таковой в порфировых месторождениях фанерозоя, но только с учетом преобразования метасоматических пород при наложенном региональном метаморфизме амфиболитовой фации, когда серицит был замещен мусковитом, а гидросиликаты алюминия пирофиллит, каолинит, алунит – андалузитом, по которому впоследствии развивался кианит. Следует заметить, что гипотеза о происхождении кианит-мусковитовых сланцев в результате метаморфизма измененных вулканогенных пород ранее была предложена А.А. Глаголевым (1976), когда данный объект еще не рассматривался как рудопроявление меди и молибдена.

Продуктивная минерализация Cu и Mo на рудопроявлении связана с минерализованным штокверком кварцевых и кальцит-эпидот-кварцевых прожилков, охватывающим измененные породы разного состава. Рудный штокверк имеет достаточно сложную форму, протяженность штокверка более 1500-1600 м при ширине от 350 до 600 м (рис. 1). На глубину минерализация прослежена в северо-западной части штокверка до отметки 360 м (Калинин, Галкин, 2012).

В составе минерализации установлены основные рудные минералы пирит, халькопирит и рутил, второстепенные молибденит, сфалерит, галенит, тетраэдрит, пирротин, кубанит, ильменит, шеелит, редкие – самородный висмут, гудмундит, теннантит, леллингит, лиллианит, пентландит (Калинин, Галкин, 2012, Белолипецкий и др., 1987). Более 90 % сульфидной массы приходится на пирит.

Минерализация халькопирита и молибденита отмечается как в прожилках, так и в основной мелкозернистой массе породы в виде рассеянной тонкой вкрапленности. Содержание Mo варьирует от 0.01 до 0.11 % (среднее по рудопроявлению 0.028 %), содержание меди от 0.1 до 0.7 %, среднее по рудопроявлению 0.154 %. Наиболее важным из попутных компонентов является серебро, содержание которого в руде 2.0 г/т.

Геохимическая ассоциация элементов в минерализованных породах включает Mo, Cu, Ag, Bi, W, Se и Sb, при этом содержание Cu, Mo, Bi W в 10 и более раз выше, чем в исходных гранит-порфирах (Kalinin, Kudryashov, 2021).

Поскольку минерализация рудопроявления Пеллапахк отнесена к порфировому типу (Калинин, Галкин, 2012), то формировалась она на стадии постмагматических гидротермально-

метасоматических процессов, до регионального метаморфизма. Поэтому в породах рудопроявления Пеллапахк должны быть признаки метаморфизма руд. К таким признакам относится развитие чешуек молибденита по спайности мусковита, а халькопирита по трещинам спайности кианита, реже андалузита (рис. 2).

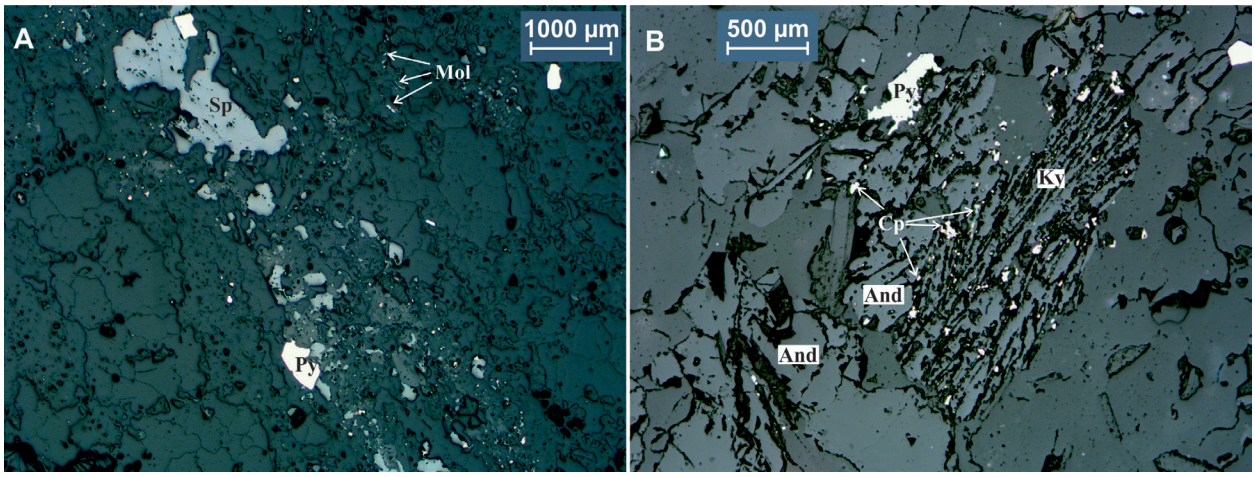


Рис. 2. A – Пирит-сфалеритовая с молибденитом минерализация в эпидот-кальцит-кварцевом прожилке. B – выделение халькопирита по трещинам спайности кианита. Фото аншлифов, без анализатора. And – андалузит, Cp – халькопирит, Ky – кианит, Mol – молибденит, Py – пирит, Sp – сфалерит.

Fig. 2. A – Sphalerite-pyrite and molybdenite mineralization in quartz-calcite-epidote veinlet. B – chalcopyrite along cleavage in kyanite. Microscope photographs, plane polarized light. And – andalusite, Cp – chalcopyrite, Ky – kyanite, Mol – molybdenite, Py – pyrite, Sp – sphalerite.

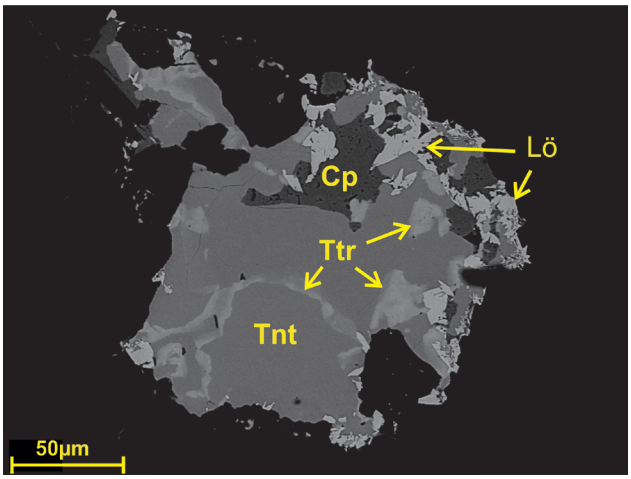


Рис. 3. Структура кристаллизации сульфидного расплава – срастание теннантита, тетраэдрита, леллингита и халькопирита. Фотография в обратно рассеянных электронах. Cp – халькопирит, Lo – леллингит, Td – тетраэдрит, Tnt – теннантит.

Fig. 3. Structure of sulfide melt crystallization – an aggregate of tennantite, tetrahedrite, chalcopyrite, and. Back scattered electron image. Cp – chalcopyrite, Lo – löllingite, Td – tetrahedrite, Tnt – tennantite.

Одним из важных признаков метаморфизма руд в условиях амфиболитовой или гранулитовой фации является формирование структур кристаллизации сульфидного расплава (Frost et al, 2002, Tomkins, 2006). Достигнутая при метаморфизме пород в условиях нижней части амфиболитовой фации температура 500-600 °C (Другова и др., 1982) была выше пределов устойчивости некоторых минералов Pb, Bi, As, Sb, входящих в состав минерализации, что и привело к появлению названных структур. На рудопроявлении Пеллапахк к таковым можно отнести тонкое срастание галенита, лиллианита, самородного висмута, аргентотетраэдрита и сфалерита, описанное ранее в (Белолипецкий и др., 1987), а также срастание тетраэдрита, теннантита, халькопирита и леллингита, представленное на рисунке 3. Интересно отметить сам факт появления леллингита в богатой пиритом породе (это «запрещенная» минеральная ассоциация) при отсутствии арсенопирита.

Выводы

Зональность измененных пород на рудопроявлении Пеллапахк соответствует зональности, характерной для порфировых месторождений в фанерозойских комплексах. Формирование зональности связано со временем развития порфирово-эпитермальной рудной системы в северо-западной части пояса Колмозеро-Воронья. Измененные оруденелые породы были впоследствии метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, и в настоящем виде они представлены обычными для метаморфических пород амфиболитовой фации минеральными ассоциациями.

Работа выполнена в рамках темы НИР № 0226-2019-0053.

Литература

1. Белолипецкий А.П., Калинин А.А., Петров С.И. Минералогия и геохимия метасоматитов зон глубинных разломов. Апатиты. Изд-во: Кольского филиала АН СССР. 1987. 115 с.
2. Глаголев А.А. Влияние ранних поствулканических процессов на состав метаморфических пород Вороньих тундр (Кольский полуостров) // Геохимия, минералогия и петрология. Кн. 5. София. Изд-во: Болгарской АН. 1976. С. 108–116.
3. Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Дук В.Л., Кицул В.И, Савельева Т.Л., Седова И.С., Семенов А.П. Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры. Л. Изд-во: Наука. 1982. 229 с.
4. Калинин А.А., Галкин Н.Н. Докембрийское медно-молибден-порфировое месторождение Пеллапахк (зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья) // Вестник Кольского НЦ РАН. 2012. № 1. С. 80–92.
5. Калинин А.А., Кудряшов Н.М., Галкин Н.Н. Рудопроявления золота, меди и молибдена в зеленокаменном поясе Колмозеро-Воронья (Кольский полуостров): геологические особенности и возраст // Золото Кольского полуострова и сопредельных территорий. Апатиты. Изд-во: K&M. 2010. С. 51–59.
6. Frost B.R., Mavrogenes J.A., Tomkins A.G. Partial melting of sulfide ore deposits during medium- and high-grade metamorphism // Can. Miner. 2002. V. 40. P. 1–18.
7. 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. C. 139. https://doi.org/10.3390/min 11020139.
8. Sillitoe R.H. Porphyry-copper systems // Econ. Geol. 2010. V. 105. P. 3–41.
9. Tomkins A.G., Frost B.R., Pattison D.R.M. Arsenopyrite melting during metamorphism of sulfide ore deposits // Can. Miner. 2006. V. 44. P. 1025–1042.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 193–197

Получение геополимеров с использованием механоактивированной смеси золы уноса с кальцитом и жидкого стекла

Калинкин А.М., Гуревич Б.И., Калинкина Е.В., Залкинд О.А., Иванова А.Г., Кругляк Е.А.
Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева КНЦ РАН, Апатиты, a.kalinkin@ksc.ru

Аннотация. Исследованы вяжущие свойства геополимерной механоактивированной композиции на основе золы уноса Апатитской ТЭЦ с добавкой природного кальцита и применением в качестве щелочного агента жидкого стекла. Показано, что добавка кальцита к золе и механоактивация сырья существенно повышает прочность геополимеров.
Ключевые слова: зола уноса, геополимеры, кальцит, механоактивация.

Preparation of geopolymers using mechanically activated composition of fly ash with calcite and liquid glass

Kalinkin A.M., Gurevich B.I., Kalinkina E.V., Zalkind O.A., Ivanova A.G., Kruglyak E.A.
Tananaev Institute of Chemistry, Federal Research Centre KSC of RAS, Apatity, a.kalinkin@ksc.ru

Abstract. The binding properties of a geopolymer mechanically activated composition based on fly ash of the Apatity Thermal Power Plant with the addition of natural calcite and the use of liquid glass as an alkaline agent have been investigated. It has been shown that the addition of calcite to the fly ash and mechanical activation of the raw materials significantly increase the strength of geopolymers.
Key words: fly ash, geopolymers, calcite, mechanical activation.

Введение

Предприятия угольной энергетики обеспечивают в РФ четверть всей производимой электроэнергии (Любимова и др., 2019). Твердые отходы этих предприятий – зола (зола уноса) и шлак – составляют 5-20 % от сжигаемого угля. Основная масса отходов представлена золой, а доля шлака зависит от степени измельчения сжигаемого топлива. Зола после улавливания отбирается в сухом состоянии для последующего использования или путем гидроудаления в смеси со шлаком направляется в золошлаковые отвалы, занимающие большие территории и негативно влияющие на экологическую ситуацию. Золошлаковые отходы подразделяют на две группы – низкокальциевые или кислые, содержащие менее 10 % оксида кальция, и высококальциевые или основные, в составе которых более 10 % CaO. Главной областью применения отходов предприятий угольной теплоэнергетики является строительная индустрия (Делицин и др., 2012; Yao et al., 2015; Gollakota et al., 2019; Panda, Dash, 2020). Низкокальциевые золы и золошлаковые смеси используются в составе известково-зольных цементов, а также как мелкозернистые заполнители бетонов. Высококальциевые золы могут применяться как самостоятельные вяжущие. Степень утилизации зол и шлаков в нашей стране не превышает 10 %, поэтому актуальным является поиск новых путей их применения.

На протяжении последнего десятилетия наблюдается неуклонный рост фундаментальных и прикладных исследований, направленных на получение геополимерных материалов – подкласса вяжущих щелочной активации. Геополимеры рассматриваются в качестве альтернативы портландцементу и имеют большой потенциал для применения в строительной отрасли как эффективные и долговечные цементы и бетоны (Ren et al., 2021; Shehata et al., 2021). Помимо этого, на основе геополимеров могут быть созданы полифункциональные термостойкие материалы, реагенты для очистки сточных вод, материалы блоков для иммобилизации экологически опасных отходов и др. (Vlachakis et al., 2020). Низкокальциевые золоотходы от сжигания угля являются востребованным сырьем для синтеза геополимеров, поскольку они имеют преимущественно алюмосиликатный состав, обладают высокой дисперсностью, а их запасы многократно превышают количества других отходов, используемых в технологиях геополимерных материалов. Реакционная способность зол в

процессах геополимеризации существенно колеблется в зависимости от вида исходного угля и зависит от содержания и состава стеклофазы в составе золы. Кристаллические фазы золы – обычно муллит, кварц, магнетит - относительно инертны в геополимерном синтезе (Fernandez-Jimenez et al., 2003; Zhang et al., 2016). Для повышения реакционной способности зол, особенно низкокальциевых, и, соответственно, прочностных характеристик геополимеров эффективным инструментом является механическая активация (МА) (Kumar et al., 2007). Другой подход, который в последнее время используется для этих же целей, – применение различных добавок к алюмосиликатному сырью, в частности, карбонатных (Aboulayt et al., 2017). В данной работе мы исследовали вяжущие свойства геополимеров на основе низкокальциевой золы и жидкого стекла (щелочного агента) одновременно с введением в состав композиции карбонатной добавки (кальцита) и использованием МА сырья.

Результаты и их обсуждение

Синтез геополимеров проводили с использованием низкокальциевой золы Апатитской ТЭЦ (Мурманская обл.). Главным компонентом золы является стеклофаза, а ее основные кристаллические составляющие - кварц и муллит. По данным гранулометрического анализа содержание фракций менее 53.3, 14.6 и 3.8 мкм в золе составляет 90, 50 и 10 % соответственно. В качестве карбонатной добавки использовали природный кальцит (~98 % $CaCO_3$, примесные минералы – авгит и полевой шпат). Кальцит был отобран из карбонатита Ковдорского массива, Мурманская область. Для экспериментов применяли фракцию измельченного кальцита, прошедшую через сито 0.315 мм. В таблице приведен химический состав золы и кальцита.

Таблица 1. Химический состав золы и кальцита, мас. %.

Table 1. Chemical composition of fly ash and calcite, wt %.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	SO_3	Na_2O	K_2O	C	P_2O_5	TiO_2	п.п.п.
зола	56.26	18.39	8.58	0.69	2.14	2.60	0.18	4.04	1.32	0.88	0.32	1.13	2.28
кальцит	0.24	0.47	0.67	–	52.1	1.44	0.15	1.76	0.56	–	0.05	0.05	43.0

Рентгенофазовый анализ (РФА) выполняли на дифрактометре Shimadzu XRD 6000 (CuKα-излучение). Съемка рентгенограмм велась с шагом 0.02° (2θ), время накопления сигнала в каждой точке – 1 с. ИК-спектры снимались на Фурье ИК спектрометре Nicolet 6700 FTIR в таблетках бромида калия.

МА золы и композиций (зола + кальцит) проводили в лабораторной центробежно-планетарной мельнице АГО-2 (Аввакумов и Гусев, 2009) в воздушной среде при центробежном факторе 40 g; продолжительность МА составляла 30 и 180 с. В качестве мелющих тел использовали стальные шары диаметром 8 мм при отношении массы шаров к массе загрузки 6:1.

При синтезе геополимеров в качестве щелочного активизатора применяли жидкое стекло с модулем 2.05. Порошки механоактивированных смесей вручную смешивали с жидким стеклом, количество которого составляло 5 мас. % Na_2O в стекле по отношению к массе сухой композиции. Для получения теста пластичной консистенции добавляли необходимое количество воды. Водотвердое отношение рассчитывалось как отношение суммарной массы воды в тесте к массе золы. Из теста изготавливали кубики размером 1.41 × 1.41 × 1.41 см, которые твердели во влажных условиях (относительная влажность 95-100 %) при температуре 20-22 °C. Величину прочности при сжатии для каждого состава определяли как среднее арифметическое для трех параллельных образцов.

На рисунке 1 приведены рентгенограммы композиции (90 % зола + 10 % кальцит), механоактивированной в течение 180 с (кривая 1), и геополимера на ее основе в возрасте 7 сут (кривая 2) и 180 сут (кривая 3). В рентгенограммах геополимера после 7 сут твердения новых пиков по сравнению с исходной композицией не наблюдается. О формировании рентгеноаморфного продукта геополимеризации (алюмосиликатного гидрогеля) свидетельствует появление гало в области углов 2θ = 25-35 ° (рис. 1, кривая 2). Отмечается появление небольшого нового пика в рентгенограмме ге-

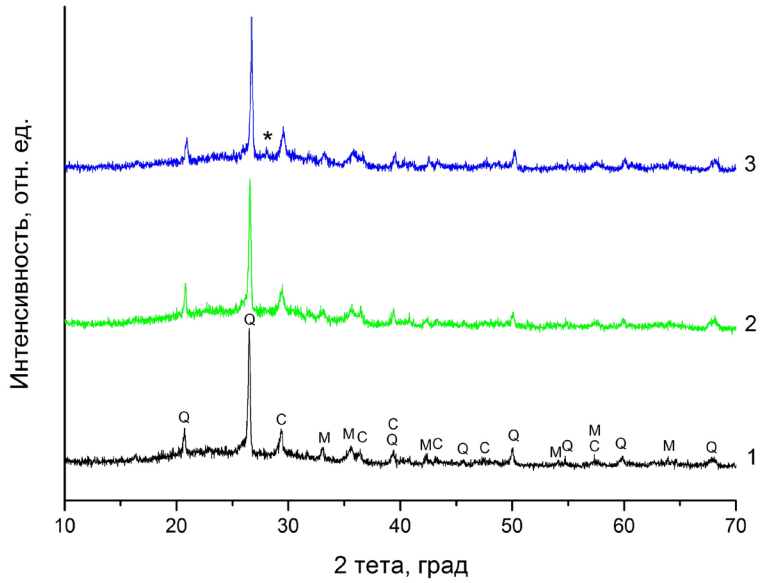


Рис. 1. Рентгенограммы механоактивированной композиции золы с добавкой 10 % кальцита (1) и геополимеров на ее основе после твердения в течение 7 сут (2) и 180 сут (3). Твердые фазы: Q – α-кварц, M – муллит, C – кальцит. Время МА – 180 с.

Fig. 1. The X-ray diffraction patterns of the mechanically activated fly ash composition with the addition of 10 % calcite (1) and geopolymers based on it after hardening for 7 days (2) and 180 days (3). Solid phases marked are: Q – quartz, M – mullite, C – calcite. MA time – 180 s.

ополимера в 180-сут возрасте (2θ≈28 °, отмечен звездочкой на кривой 3), однако на данном этапе идентифицировать его не удалось.

В ИК спектре композиции (90 % зола + 10 % кальцит), механоактивированной в течение 180 с, наиболее интенсивная полоса при 1090 см$^{-1}$ (рис. 2, кривая 1) соответствует алюмосиликатной стеклофазе золы и отвечает асимметричным валентным колебаниям T-O-Si, где T = Al или Si (Lee, van

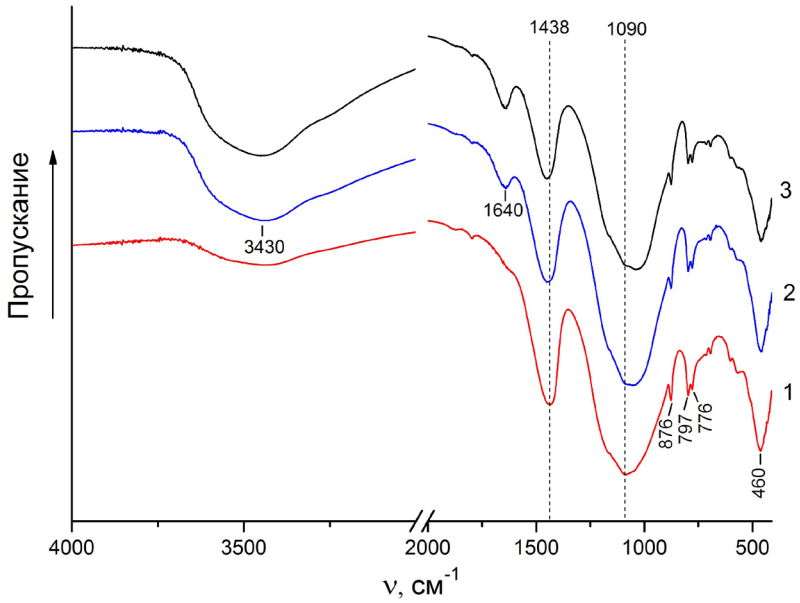


Рис. 2. ИК спектры механоактивированной композиции золы с добавкой 10 % кальцита (1) и геополимеров на ее основе после твердения в течение 7 сут (2) и 180 сут (3). Время МА – 180 с.

Fig. 2. The IR spectra of the mechanically activated fly ash composition with the addition of 10% calcite (1) and geopolymers based on it after hardening for 7 days (2) and 180 days (3). MA time – 180 s.

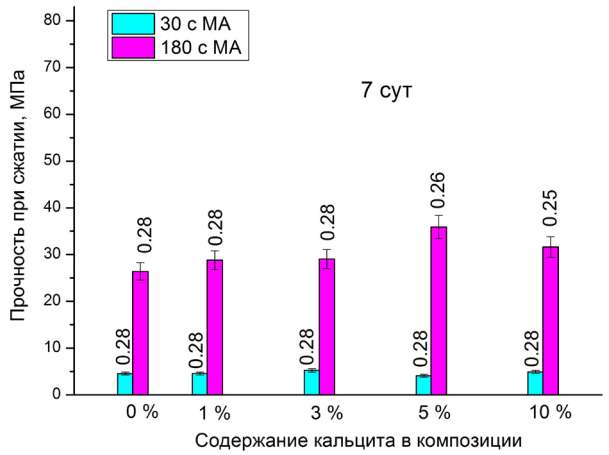


Рис. 3. Зависимость прочности при сжатии геополимеров на основе композиций (зола + кальцит), механоактивированных 30 и 180 с, в возрасте 7 сут от содержания кальцита в композиции. Числа у колонок соответствуют водотвердому отношению.

Fig. 3. The dependence of compressive strength of geopolymers based on (fly ash + calcite) compositions mechanically activated for 30 and 180 s at the age of 7 days on the calcite content in the composition. The numbers at the columns correspond to the water-solid ratio.

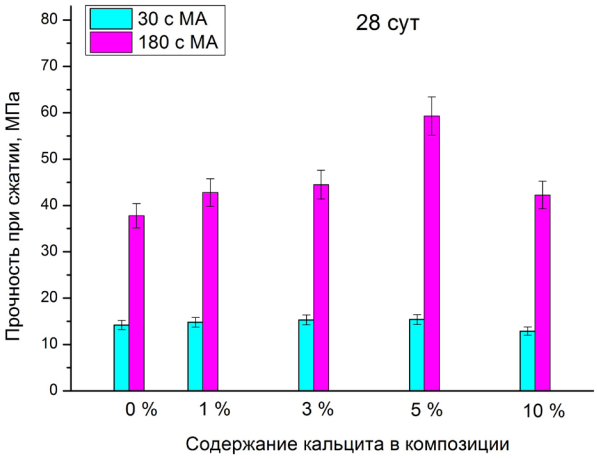


Рис. 4. Зависимость прочности при сжатии геополимеров на основе композиций (зола + кальцит), механоактивированных 30 и 180 с, в возрасте 28 сут от содержания кальцита в композиции.

Fig. 4. The dependence of compressive strength of geopolymers based on (fly ash + calcite) compositions mechanically activated for 30 and 180 s at the age of 28 days on the calcite content in the composition.

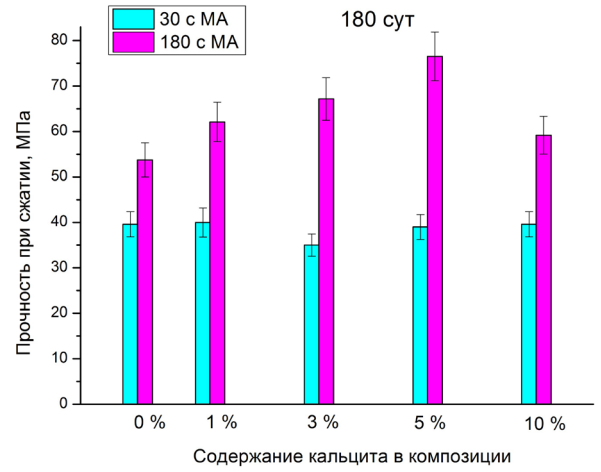


Рис. 5. Зависимость прочности при сжатии геополимеров на основе композиций (зола + кальцит), механоактивированных 30 и 180 с, в возрасте 180 сут от содержания кальцита в композиции.

Fig. 5. The dependence of compressive strength of geopolymers based on (fly ash + calcite) compositions mechanically activated for 30 and 180 s at the age of 180 days on the calcite content in the composition.

Deventer, 2002). Полоса при 1438 см$^{-1}$ соответствует асимметричным валентным колебаниям CO_3 группы в кальците. Полосы при 797, 776 и 460 см$^{-1}$ отвечают α-кварцу, а полоса при 876 см$^{-1}$ – кальциту.

В ИК спектрах геополимеров на основе указанной композиции в возрасте 7 сут (рис. 2, кривая 2) и 180 сут (рис. 2, кривая 3) основная полоса при 1090 см$^{-1}$ сдвигается в область пониженных волновых чисел, причем это смещение больше для геополимера с дальним (полугодовым) сроком твердения. Такой сдвиг связан с формированием натрий содержащего алюмосиликатного гидрогеля (N-A-S-H геля) – геополимерного связующего. Он объясняется замещением кремния на алюминий в SiO_4 тетраэдрах и служит индикатором протекания реакции геополимеризации (Lee, van Deventer, 2002). Следует отметить также, что при щелочной активации композиции наблюдается некоторое смещение положения полосы карбонатной группы кальцита при 1438 см$^{-1}$ в область повышенных частот (рис. 2). Это косвенно указывает на возможное частичное взаимодействие кальцита с жидким стеклом и его участие в геополимерном синтезе.

На рисунках 3-5 представлены прочности при сжатии ($R_{сж}$) изученных геополимерных композиций после твердения в течение 7, 28 и 180 сут соответственно. В согласии со степенью протекания геополимерного синтеза по данным ИК спектроскопии (рис. 2), с увеличением продолжительности твердения прочность возрастает.

Положительный эффект МА сырья на прочность в большей степени проявляется для ранних сроков твердения. Так, для геополимеров в возрасте 7 сут увеличение времени МА с 30 до 180 с приводит к росту $R_{сж}$ в 5.5-8.8 раз (рис. 3). Аналогичный коэффициент повышения прочности за счет МА для геополимеров в возрасте 28 сут (рис. 2) и 180 сут (рис. 3) составляет 2.7-3.9 и в 1.4-2.0 соответственно. Данные по прочности геополимеров, полученных с применением МА в течение 180 с, указывают на то, что оптимальное содержание кальцита в смеси с золой равно 5%. Величины $R_{сж}$ для геополимеров на основе композиции, содержащей 5% кальцита, в возрасте 7, 28 и 180 сут составили 35.9, 59.3 и 76.5 МПа соответственно (рис. 3-5).

Таким образом, прочность геополимеров на основе низкокальциевой золы ТЭЦ, синтезированных с использованием жидкого стекла, заметно возрастает за счет добавки к золе природного кальцита и МА этой смеси. Это объясняется не только эффектом кальцита как микронаполнителя. Ускорение образования геополимерной связки, N-A-S-H геля, вероятно, происходит при участии активных центров на поверхности карбонатного минерала, число которых, как можно ожидать, в результате применения МА сырьевой смеси должно существенно увеличиваться.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-03-00486.

Литература

1. Аввакумов Е.Г., Гусев А.А. Механические методы активации в переработке природного и техногенного сырья. Новосибирск. Изд-во: Гео. 2009. 155 с.
2. Делицын Л.М., Ежова Н.Н., Власов А.С., Сударева С.В. // Экология промышл. произв. 2012. № 4. С. 15–26.
3. Любимова Н.Г., Линник Ю.Н. Конкурентоспособность угольной генерации в России // Уголь. 2019. № 5. С. 34–38.
4. Aboulayt A., Riahi M., Touhami M.O. et al. Properties of metakaolin based geopolymer incorporating calcium carbonate // Adv. Powder Technol. 2017. V. 28. P. 2393–2401. https://doi.org/10.1016/j.apt.2017.06.022.
5. Fernandez-Jimenez A., Palomo A. Characterisation of Fly Ashes. Potential Reactivity as Alkaline Cements // Fuel. 2003. V. 82. P. 2259–2265. doi.org/10.1016/S0016-2361(03)00194-7.
6. Gollakota A.R., Volli V., Shu C.-M. Progressive utilisation prospects of coal fly ash: A review. Sci. Total Environ. 2019. V. 672. P. 951–989. doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.03.337.
7. Kumar R., Kumar S., Mehrotra S.P. Towards sustainable for fly ash through mechanical activation. // Resour. Conser. Recycl. 2007. V. 52. P.157–179. https://doi.org/10.1016/j.resconrec.2007.06.007.
8. Lee W.K.W., van Deventer J.S.J. Structural reorganisation of class F fly ash in alkaline silicate solutions // Colloids and Surfaces A: Physicochem. Eng. Aspects. 2002. V. 211. P. 49–66. doi.org/10.1016/S0927-7757(02)00237-6.
9. Panda L., Dash S. Characterization and utilization of coal fly ash: a review. Emerging Materials Research 2020 V. 9. N 3. P. 921–934. doi.org/10.1680/jemmr.18.00097.
10. Ren B., Zhao Y., Haoyu H., Kang S., Zhang T., Song S. Eco-friendly geopolymer prepared from solid wastes: A critical review // Chemosphere. 2021. V. 267. 128900. https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2020.128900.
11. Shehata N., Sayed E.T., Abdelkareem M.A. Recent progress in environmentally friendly geopolymers: A review. Science of The Total Environment. 2021. V. 762. 143166. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.143166.
12. Vlachakis C., Perry M., Biondi L. Self-sensing alkali-activated materials: A review. // Minerals 2020. V. 10. 885. https://www.mdpi.com/2075-163X/10/10/885.
13. Yao Z.T. et al. A comprehensive review on the applications of coal fly ash // Earth-Science Reviews. 2015. V. 141. P. 105–121. dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.11.016.
14. Zhang Z., Provis J.L., Zou J., et al. Towards an Indexing Approach to Evaluate Fly Ashes for Geopolymer Manufacture // Cem. Concr. Res. 2016. V. 85. P. 163-173. doi.org/10.1016/j.cemconres.2016.04.007.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 198–201

К вопросу о карбонатитовом штоке Хибин: могут ли быть найдены алмазы на дне Умбозера?

Каменский И.Л.
Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, iglkam@mail.ru

Аннотация. Карбонатитовый шток Хибин – небольшое тело, сложенное карбонатитовой брекчией измененных фойяитов, ийолитов и других пород, рассекаемых штокверком поздних мангандоломитовых и манганankeритовых жил. Комплексный анализ геологии района продолжает порождать нетривиальные гипотезы, одна из которых изложена в данной статье: Возможно, карбонатитовый шток представляет собой небольшой останец гигантского карбонатитового тела, ранее находившегося в районе современного озера Умбозера, разделяющего Хибинский и Ловозерский щелочные интрузии. Карбонатит мог содержать акцессорные алмазы, которые в настоящее время покоятся в донных отложениях Умбозера.
Ключевые слова: карбонатиты, Хибины, Кольский полуостров.

On the issue of the Khibiny carbonatite stock: is it possible to find diamonds on the bottom of Lake Umbozero?

Kamensky I.L.
Geological Institute FRC KSC RAS, Apatity, iglkam@mail.ru

Abstract. The Khibiny carbonatite stock is a minor body composed of carbonatite breccia of unaltered foyaites, ijolites and other rocks cut by a stockwork of late mangandolomite and mangankerite veins. Comprehensive analyses of the regional geology have been providing non-trivial hypotheses. One of them is highlighted in the current article, i.e. a carbonatite stock is presumed to be a minor remnant of a giant carbonatite body that used to be in the area of present-day Lake Umbozero, dividing the Khibiny and Lovozero alkaline massifs. Carbonatite could contain accessory diamonds that currently rest in bottom sediments of Umbozero.
Key words: carbonatites, Khibiny, Kola Peninsula.

Введение

В конце 70-х годов прошлого столетия в пределах крупнейшего в мире Хибинского массива агпаитовых нефелиновых сиенитов и ийолит-уртитов было открыто штокообразное тело карбонатитов и карбонатизированных силикатных пород. В 1978 г. гравиметрической съемкой на западном берегу оз. Умба была обнаружена небольшая аномалия силы тяжести, имевшая в плане форму эллипса размером 1 × 2 км. Поисковое бурение в 1979-1980 гг. выявило на этом участке шток карбонатитовой брекчии сечением до 800 м. Карбонатитовый комплекс обнаружен под мощным сорокаметровым чехлом рыхлых отложений у восточной границы Хибинского массива на продолжении выклинивания серповидных в плане тел рисчорритов и ийолит-уртитов. В дальнейшем выяснилось, что карбонатитовые жилы и их штокверки распространены в Хибинах далеко за пределами карбонатитового ядра (Минаков и др., 1981; Дудкин и др., 1984).

Открытие в Хибинах карбонатитов поставило ряд вопросов, выходящих за рамки изучения только самого карбонатитового штока и окружающих его пород. Данные по изучению карбонатитов и комплексный анализ геологии района порождает нетривиальные гипотезы, которые могут показаться невероятными, одна из которых изложена в данной статье.

Карбонатитовый шток Хибин – каков был его первоначальный размер?

Исследования показали, что карбонатитовый шток (рис. 1) прорывает фойяиты, т.е. вместе с сопровождающими его дайками является наиболее молодым образованием в Хибинах (Боруцкий, 2010). Карбонатитовый шток представляет собой карбонатитовую брекчию измененных фойяитов и ийолитов, лампрофиров, тингуаитов и щелочных трахитов, слюдитов, биотит-кальцитовых, альбит-кальцитовых и пироксен-кальцитовых с апатитом карбонатитов, рассекаемых штокверком поздних

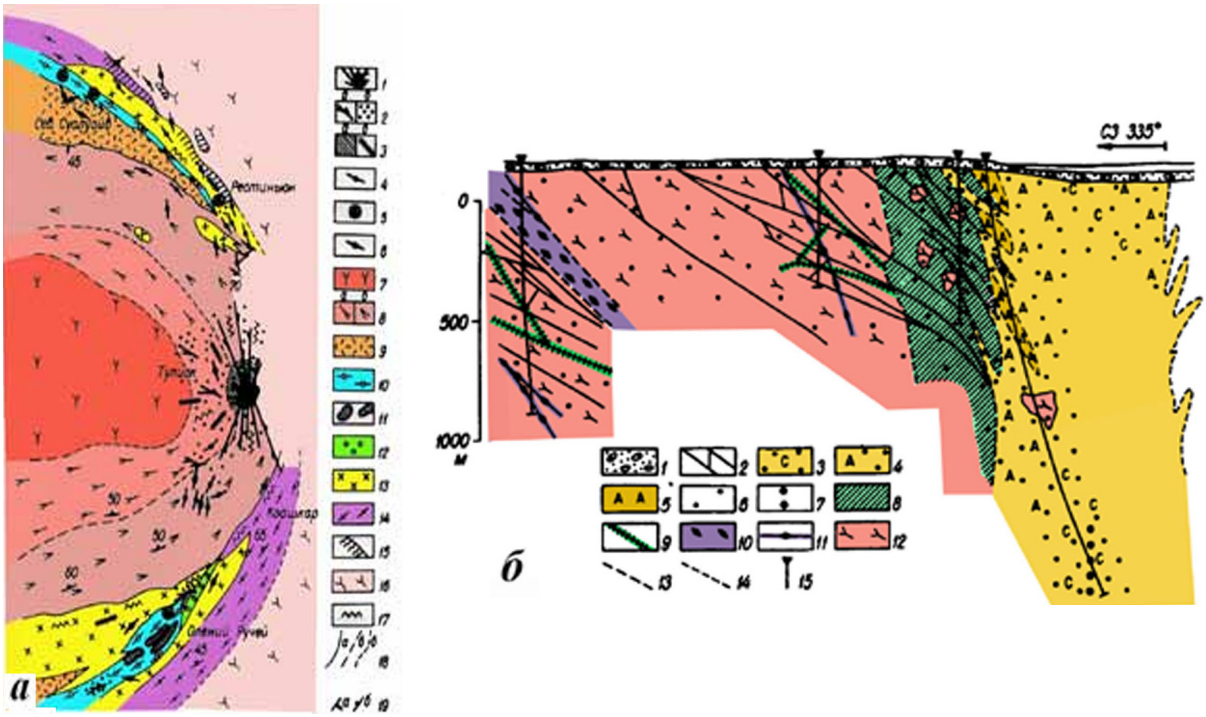


Рис. 1. Карбонатиты в Хибинском массиве (Дудкин и др.,1984; Боруцкий, 2010).

а – в плане. 1 – карбонатитовый шток; 2 – штокверки карбонатитовых жил (а) и карбонатизация силикатных пород (б); 3 – брекчия с тингуаитовым цементом (а) и отдельные дайки тингуаитов (б); 4 – эгирин-альбитовые жилы; 5 – эруптивно-эксплозивные брекчии (трубки взрыва); 6 – дайки лампрофиров; 7 – массивные эгириновые фойяиты; 8 – трахитоидные фойяиты: эгирин-арфведсонитовые (а) и арфведсонитовые (б); 9 – лявочорриты (среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты); 10 – ийолиты трахитоидные; 11 – апатито-нефелиновые породы; 12 – уртиты массивные; 13 – рисчорриты; 14 – хибиниты трахитоидные; 15 – щелочные и нефелиновые сениты краевой зоны массива; 16 – фенитизированные гранито-гнейсы архея; 17 – зоны смятия и катаклаза; 18 – границы пород: интрузивные (а), петрографических разностей (б) и предполагаемые (с); 19 элементы залегания: контактов (а), трахитоидности и полосчатости (б). б – в разрезе: 1 – четвертичные отложения; 2 – карбонатные жилы в силикатных породах; 3 – карбонатитовая брекчия с преобладанием биотит-кальцитовых карбонатитов и слюдитов; 4 – карбонатитовая брекчия с преобладанием альбит-кальцитовых карбонатитов; 5 – кальцит-альбитовые породы; 6 – наложенная карбонатизация силикатных пород; 7 – пироксен-кальцитовые карбонатиты, обогащенные апатитом; 8 – тингуаиты, брекчирующие фойяиты; 9 – дайки тингуаитов; 10 – мощная дайка лампрофира, брекчирующая фойяит; 11 – мелкие дайки лампрофиров; 12 – фойяиты; 13 – условные границы пород; 14 – проблематичные границы штока карбонатитовой брекчии; 15 – буровые скважины.

Fig.1. Carbonatites in the Khibiny massif (Dudkin et al.,1984; Borutsky, 2010).

a – in plan: 1 – carbonatite stockwork; 2 – stockworks of carbonatite veins (a) and carbonatized silicate rocks (b); 3 – breccia with tinguaite cement (a) and individual tinguaite dykes (b); 4 – aegirine-albite veins; 5 – eruptive-explosive breccias (explosion pipes); 6 – lamprophyre dikes; 7 – massive aegirine foyaites; 8 – trachytoid foyaites: aegirine-arfvedsonite (a) and arfvedsonite (b); 9 – lyavochorrites (medium-grained aegirine-nepheline syenites); 10 – trachytoid ijolites; 11 – apatite-nepheline rocks; 12 – massive urtites; 13 – rischorrites; 14 – trachytoid khibinites; 15 – alkaline and nepheline syenites of the massif rimming; 16 –fenitized Archaean granite gneisses; 17 – zones of folding and cataclasis; 18 – boundaries of rocks: intrusive (a), petrographic varieties (b) and presumed (c); 19 bedding elements of: contacts (a), trachytoid structure and banding (b). b – in section: 1 – Quaternary sediments; 2 – carbonate veins in silicate rocks; 3 – carbonatite breccia with dominant biotite-calcite carbonatites and glimmerites; 4 – carbonatite breccia with dominant albite-calcite carbonatites; 5 – calcite-albite rocks; 6 – imposed carbonatisation of silicate rocks; 7 – pyroxene-calcite carbonatites enriched with apatite; 8 – tinguaites brecciating foyaites; 9 – tinguaite dikes; 10 – thick lamprophyre dike brecciating foyaite; 11 – minor lamprophyre dikes; 12 – foyaites; 13 – conditional rock boundaries; 14 – problematic boundaries of the carbonatite breccia stock; 15 – bore holes.

мангандоломитовых и манганankеритовых жил. К северу и западу от карбонатитового штока вскрыты тингуаиты и щелочные трахит-порфиры с ксенолитами измененных фойяитов и лампрофиров (эруптивная брекчия с тингуаитовым цементом, 300-400 м), рассекаемых жилами карбонатитов. И в ареале окружающих карбонатизированных фойяитов всё это сопровождается серией даек лампрофиров, тингуаитов, щелочных трахитов и многочисленных альбитовых, эгирин-альбитовых и карбонатных жил (Боруцкий, 2010).

Каков первоначально (365 млн. лет тому назад) был размер карбонатитовой массы, от которой, по образному выражению Ф.П. Митрофанова, к настоящему времени остался только «хвостик» - карбонатитовый шток Хибин, вскрытый на дне заливчика Тулийлухт в западной части Умбозера?

Вернемся на десяток лет назад, когда в стенах Геологического института КНЦ РАН профессор МГУ Эрнст Максович Спиридонов делал доклад о минерале икаите (гидрокальцит $CaCO_3*6H_2O$). Этот минерал образуется в условиях холодного климата и является климатическим индикатором. Заметим тут попутно, что первым, кто правильно разобрался в структуре этого минерала, был сотрудник ВНИГРИ, Каплан Михаил Ефимович (Юдович, 2008). Доклад вызвал большой интерес, и дискуссия после доклада перешла на более широкий круг вопросов, касающихся карбонатов вообще и карбонатитов в частности. Э.М. Спиридонову, среди прочих, был задан вопрос: «Возможно ли, что первоначально, т.е. 365 лет тому назад, всё то пространство (или часть его), которое сейчас занимает вода Умбозера, было заполнено карбонатитом, а к настоящему времени он весь растворился и унесен в виде раствора и от всего исходного великолепия остался только карбонатитовый шток Хибин?». В своем ответе на этот вопрос Э.М. Спиридонов предположил, что карбонатитовый шток - это «макушечка, волосок» более крупного тела карбонатитов, находящегося ниже. Феликс Петрович Митрофанов тут же возразил: «Нет, никакая это не макушечка, это «хвостик» (если иметь в виду хвостик слона) первоначально существовавшего массива карбонатитов». Ф.П. Митрофанов поддержал мысль о том, что исходная масса карбонатита была значительно больше, но высказал предположение, что значительная часть его не сохранилась. То есть существование громадного карбонатитового массива, по мнению академика Ф.П. Митрофанова было реальным.

Замечено, что все карбонатитовые участки девонских интрузий на Кольском полуострове в рельефе выражены его понижением (Афанасьев, 2011), а шток Хибин рекордсмен в этом качестве - на дне заливчика в западной части Умбозера. В составе его присутствует содовая (натровая) составляющая, что и делает его гораздо легче растворимым по сравнению с другими карбонатами. В работе (Минаков и др., 1981) приведен вещественный состав вскрытого скважиной, так называемого, карбонатитового ядра Хибин. Он имеет существенную натровую составляющую, что и способствует его растворению. И за прошедшие 300 с лишним миллионов лет остался только этот «хвостик». Установить, какого размера была эта карбонатитовая масса в исходном состоянии, с нашей точки зрения, является задачей вполне соответствующей академическому статусу Геологического института и попытаться ее решить можно было бы по акцессориям этого гипотетического исчезнувшего массива, которые обязаны находиться на дне Умбозера.

Наиболее ярким компонентом среди акцессориев мог бы быть алмаз. Сегодня уже признано, что кимберлитовый расплав не является единственно возможным транспортным средством для алмазов. Эту функцию может выполнять и карбонатитовый поток с существенно меньшей температурой. Это признаётся, в частности, в работах (Когарко, Рябчиков, 2013; Владыкин, 2008). Кроме того, Андрей Васильевич Ефимов (первооткрыватель архангельских алмазов) подтвердил это в устной беседе ещё в 1990 году.

Можно предположить, что на дне Умбозера могут находиться алмазы. Они могут там присутствовать, если первоначально (365 млн. лет тому назад) являлись акцессорной примесью карбонатитовой массы, заполнявшей пространство, занятое сейчас водой Умбозера.

Представляется, что здесь уместно вспомнить результаты изучения изотопов гелия в коллекции алмазов, приведенные в работе (Каменский, Толстихин, 1992). Среди прочих, там был изучен кристалл (размером в 1 карат) из предуральских россыпей, в последних температурных ступенях которого изотопное отношение $^3He/^4He$ было очень высоким (солнечным). По словам А.В. Ефимо-

ва, рассыпные алмазы Предуралья – большая загадка: нет даже предположений, где они были в коренном залегании. А что, если их транспортировал карбонатитовый расплав с содовой составляющей и к настоящему времени от карбонатитового массива и следов не осталось?

Заключение

Все карбонатитовые комплексы девонских интрузий Кольского полуострова выражены в рельефе его понижением (Афанасьев, 2011), хибинские карбонатиты являются рекордсменами в этом отношении из-за своего состава с существенной содовой/натровой составляющей. Если удастся доказать, что первоначально (360 млн. лет тому назад) карбонатиты занимали место, занятое сейчас водой Умбозера, то они тем самым объединят Хибины и Ловозеро, и составят вместе с ними один, самый грандиозный для Земли массив щёлочно-ультраосновных пород. Гипотезу о том, что Хибинский и Ловозерский массивы произошли из одного источника и представляли из себя лакколит Андрей Васильевич Ефимов высказывал в частных беседах с автором этой статьи в ещё конце прошлого века. В заключение хочется привести очень уместную цитату из работы (Владыкин, 2008): «То, что их нет в настоящее время, ещё не значит, что их не было».

Литература

1. Афанасьев Б.В. Минеральные ресурсы щёлочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова. СПб. Изд-во: Роза ветров. 2011. 224 с.
2. Боруцкий Б.Е. Современные представления о природе и геологической истории формирования пород Хибинского щелочного массива (критическое сопоставление предлагавшихся гипотез и комментарии к ним) // Матер. Всерос. (с междун. участием) научно-практической конференции, посвящённой 80-летию Кольского НЦ РАН. Геологический институт КНЦ РАН, Кольское отделение РМО, Апатиты, 20-23 июня 2010 . Апатиты. Изд-во: K&M. 2010. С. 7–30.
3. Владыкин Н.В. Формационные типы карбонатитов, их геохимия и генезис // Труды VIII Международного семинара «Глубинный магматизм, его источники и плюмы». Иркутск. 2008. С. 49–51.
4. Дудкин О.Б., Минаков Ф.В., Кравченко М.П., Кравченко Э.В., Кулаков А.Н., Полежаева Л.И., Припачкин В.А., Пушкарев Ю.Д., Рюнгенен Г.И. Карбонатиты Хибин. Апатиты. Изд-во: КФАН СССР. 1984. 98 с.
5. Каменский И.Л., Толстихин И.Н. Высокие отношения He^3/He^4 в алмазах: ограничения на возраст аллювия // Геохимия. 1992. № 4. С. 561–569.
6. Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Алмазоносность и окислительный потенциал карбонатитов // Петрология. 2013. Т. 21. № 4. С. 350–371.
7. Минаков Ф.В., Дудкин О.Б., Каменев Е.А. О карбонатитовом комплексе Хибин // ДАН. 1981. Т. 259. № 3. С. 672–675.
8. Юдович Я.Э. Загадка кальцитовых псевдоморфоз Судьба открытия Миши Каплана // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2008. № 6. С. 15–17. https://cyberleninka.ru/article/n/zagadka-kaltsitovyh-psevdomorfoz.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 202–205

Дренажные растворы зоны выщелачивания гипергенного профиля метабазальтов. Зависимость состава дренажных растворов от уровня метаморфизма субстрата

Климова Е.В. [1], **Матреничев В.А.** [2]

[1] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, katya_kli@list.ru*

[2] *Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, ppbam@yandex.ru*

Аннотация. Изучение кор выветривания имеет большой теоретический и практический интерес, поскольку они играют огромную роль в формировании осадочной оболочки Земли и служат источником уникальной информации о составе и закономерностях эволюционных изменений литосферы, атмосферы и гидросферы. С целью моделирования перераспределения элементного состава при формировании гипергенных профилей раннего докембрия был проведен ряд экспериментов по взаимодействию палеопротерозойских основных пород с растворами различной кислотности. Для экспериментов были использованы образцы метавулканитов основного состава (оз. Суйсарь) и амфиболитов (метабазальтов) (оз. Янисъярви). Результаты экспериментов свидетельствуют о том, что максимальные концентрации катионов в дренажных растворах формируются в кислотных условиях после выщелачивания слабо метаморфизованных метавулканитов. В этих условиях суммарная концентрация катионов варьирует от 10 мг/л до 26 мг/л. Повышенная минерализация в этих растворах достигается за счет высоких концентраций Ca и Mg, тогда как остальные компоненты растворов почти не различаются. Наиболее вероятно, что особенности катионного состава растворов обусловлены различием минерального состава субстрата. Для метавулканитов характерно высокое содержание хлорита, до 25 %, тогда как в амфиболитах резко преобладает амфибол. Отношение Rb/Sr в растворах при выщелачивании метавулканитов, в минеральном составе которых содержится до 25 % хлорита, выше чем отношение Rb/Sr при выщелачивании амфиболитов. Отношение K/Na в экспериментальных дренажных растворах устойчиво ниже единицы.

Ключевые слова: докембрий, кора выветривания, эксперименты.

The dependence of the composition of drainage solutions in the weathering crust of metabasalts on the degree of their metamorphic transformation

Klimova E.V. [1], **Matrenichev V.A.** [2]

[1] *Institute of Precambrian geology and geochronology Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, katya_kli@list.ru*

[2] *Saint Petersburg Mining University, St. Petersburg, ppbam@yandex.ru*

Abstract. The study of weathering crusts is of great theoretical and practical interest, as they serve as a source of information about the composition and patterns of evolutionary changes in the lithosphere, atmosphere, and hydrosphere. To modeling the redistribution of the elemental composition during weathering crust formation in the early Precambrian, experiments on the interaction of basic rocks with solutions of different acidity were conducted. Paleoproterozoic basic rocks from Karelia, including weakly metamorphosed volcanic rocks (lake Suisar) and amphibolites (metabasalts) (lake Yanisyarvi), were used as starting material for the experiments. The experimental results indicate maximal cation concentrations in drainage solution form under acidic conditions during leaching of the weakly metamorphosed volcanic rocks. Under these conditions, the total concentration of cations varies from 10 mg/l to 26 mg/l. Increased mineralization in these solutions is based on the high concentrations of Ca and Mg; the other cation components are almost indistinguishable in solutions resulted from different conditions. Various cationic compositions of the drainage solutions are likely based on the mineral composition of the used starting material. The metavolcanic rocks are characterized by a high chlorite content, up to 25 %, while amphibolites are dominated by amphibole. The Rb/Sr ratio in solutions for leaching the metavolcanic rocks is higher than that for the amphibolites. The K/Na ratio in experimental solutions is consistently below the unity.

Key words: Precambrian, weathering crust, experiments.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 202–205

Введение

Интерес к дренажным растворам в связи с проблемой выветривания горных пород и формирования коры выветривания начался с изучения подвижности химических элементов и стадийности выщелачивания последних из алюмосиликатных горных пород. С системой вода-порода связаны многочисленные и крайне важные геологические процессы: мобилизация, перенос, рассеивание и концентрирование химических элементов в разных геохимических средах; транспортировка вещества, его отложение в бассейнах седиментации. Изучение кор выветривания имеет большой теоретический и практический интерес, поскольку они играют огромную роль в формировании осадочной оболочки Земли и служат источником уникальной информации о составе и закономерностях эволюционных изменений литосферы, атмосферы и гидросферы.

Докембрийские коры выветривания, как правило, метаморфизованы, поэтому выявление и изучение таких кор намного сложнее, чем изучение неизмененных кор более молодого возраста, тем не менее, это единственный геологический объект, возникающий в результате взаимодействия литосферы, атмосферы, гидросферы и биосферы и позволяющий реконструировать особенности этих оболочек на разных стадиях эволюции Земли.

Целью работы было моделирование перераспределения маркерных элементов при формировании гипергенных профилей раннего докембрия на материале экспериментального исследования взаимодействия пород с растворами различной кислотности.

Объекты и методы

Для экспериментов по мобилизации вещества были использованы образцы людиковийских метавулканитов основного состава суйсарской свиты Онежской структуры (о. Суйсарь) и амфиболиты (метабазальты) соанлахтинской свиты Янисъярвинской структуры.

Метавулканиты Онежской структуры представлены массивными пироксен-плагиоклазовыми порфиритами. В их минеральном составе выделяются порфировые вкрапленники авгита (~ 20 об. %) и плагиоклаза (~ 41 об. %). В основной массе преобладает хлорит (~ 25 об. %), отмечаются реликты микролитов плагиоклаза, а также в незначительном количестве встречается микроклин и сфен (Матреничев А.В. и др., 2010).

Метабазальты соанлахтинской свиты обнажаются на северном берегу оз М. Янисъярви. Породы представлены серо-зелеными амфиболитами с реликтами подушечной отдельности. Межподушечное пространство выполнено высококремнистым материалом. Большая часть породы замещена сине-зелёной роговой обманкой. Иногда в шлифе встречаются реликты порфировых вкрапленников плагиоклаза (Матреничев А.В. и др., 2010).

Образцы пород были предварительно раздроблены в механической дробилке, затем разделены по фракциям ситованием. Для экспериментов использовалась фракция размером от 0.25-0.5мм. Образец помещался в кислый и щелочной растворы (pH – 3 и pH – 10). Для приготовления растворов использовались дистиллированная вода, серная кислота (ЧДА) для раствора с pH=3 и аммиак (ЧДА) для раствора с pH=10. Диапазон вариаций pH включает большую часть доступных сейчас кислотных обстановок в области гипергенных преобразований, от щелочных условий кристаллизации карбонатов в корах выветривания (Матреничев и др., 2011) до ультракислых в областях современного вулканизма и антропогенного воздействия (Израэль и др., 1989).

Эксперименты проводились в кислородных условиях, время взаимодействия раствора с породой составляло 1 час, 1 сутки, 1 неделя. Время взаимодействия породы и раствора в опыте моделирует различия условий дренажа гипергенного профиля таким образом, что короткое время взаимодействия отражает условия высокой влажности и интенсивной фильтрации растворов, тогда как длительные эксперименты характеризуют застойные зоны гипергенного профиля и в целом засушливые условия.

После взаимодействия с породой растворы были отфильтрованы. Катионный состав растворов до и после взаимодействия определялся методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ. pH исходных и экспериментальных

растворов определен pH-метром InoLab. Относительная погрешность измерения составляет не более 5 %. Эксперименты различной длительности были установлены таким образом, чтобы они завершились одновременно и полученные растворы были проанализированы в одной серии.

Результаты исследования

Результаты экспериментального исследования перераспределения элементов между горными породами и водными растворами различной кислотности приведены в табл. 1.

Эксперименты по выщелачиванию метавулканитов оз. Суйсарь в кислых условиях. При выщелачивании вулканитов в кислой среде, сумма катионов экспериментальных растворов постепенно увеличивается от 16 мг/л при коротких экспериментах до 26 мг/л при экспериментах длительностью 7 суток. Суммарная концентрация лантаноидов в кислой среде постепенно уменьшается от 1.5 мкг/л, при коротких экспериментах до 0.2 мкг/л при времени взаимодействия 7 суток (табл. 1). Концентрация La при времени проведения эксперимента от 1 часа до 7 суток уменьшается от 0.3 мкг/л до 0.02 мкг/л. Отношение La/Yb в зависимости от времени взаимодействия раствор-порода уменьшается от 17 при времени взаимодействия 1 час до 9 для 7 суток.

Эксперименты по выщелачиванию метавулканитов оз. Суйсарь в щелочных условиях. В растворах при pH = 10 сумма катионов увеличивается от 5 мг/л при коротких экспериментах до 10 при длительных экспериментах (табл. 1). В окислительных условиях при pH = 10 суммарная концентрация РЗЭ почти не изменяется в зависимости от времени проведения эксперимента. Отношение La/Yb уменьшается от 7 при коротких экспериментах до 4 при длительных экспериментах.

Эксперименты по выщелачиванию амфиболитов оз. Янисъярви в кислых условиях. Сумма катионов при pH = 3 при выщелачивании амфиболитов уменьшается от 11 мг/л до 8 мг/л (табл. 1). Суммарная концентрация лантаноидов в кислой среде постепенно увеличивается от 0.05 мкг/л, при коротких экспериментах до 0.1 мкг/л при времени взаимодействия 7 суток (табл. 1). Концентрация La не изменяется в зависимости от времени проведения эксперимента и составляет 0.01 мкг/л. Отношение La/Yb в зависимости от времени взаимодействия раствор-порода изменяется от 3 при времени взаимодействия 1 час до 6 за сутки и затем уменьшается до 4 при времени экспозиции 7 суток.

Эксперименты по выщелачиванию амфиболитов оз. Янисъярви в щелочных условиях. В щелочных растворах сумма катионов уменьшается от 8мг/л до 6 мг/л (табл. 1). Суммарная концентрация РЗЭ уменьшается незначительно при времени взаимодействия от 1 суток до 7 суток от 0.05 до 0.02 мкг/л. Отношение La/Yb почти не изменяется и равно 2.

Обсуждение результатов

Результаты экспериментов по выщелачиванию метабазальтов и амфиболитов свидетельствуют о том, что максимальные концентрации катионов в дренажных растворах формируются в кислотных условиях после выщелачивания слабо метаморфизованных метавулканитов. В этих условиях суммарная концентрация катионов варьирует от 10 мг/л до 26 мг/л. Повышенная минерализация в этих растворах достигается за счет высоких концентраций Ca и Mg, тогда как остальные компоненты растворов почти не различаются. Наиболее вероятно, что особенности катионного состава растворов обусловлены различием минерального состава субстрата. Для метавулканитов характерно высокое содержание хлорита, до 25 %, тогда как в амфиболитах резко преобладает амфибол.

По мере увеличения времени взаимодействия породы и раствора происходит уменьшение La/Yb_N отношения.

В экспериментальных растворах наибольшие различия наблюдаются для концентраций Rb и Sr в зависимости от условий эксперимента и от образца, используемого в эксперименте (табл. 1). Концентрация Sr при выщелачивании амфиболитов Янисъярви в кислых и щелочных растворах не изменяется в зависимости от времени выщелачивания и составляет 0.04 мг/л и 0.01 мг/л соответственно. Концентрация Rb в кислых растворах не изменялась в зависимости от времени выщелачивания амфиболитов Янисъярви, её значение 0.002 мг/л. Концентрация Rb в щелочных растворах изменилась на порядок. Концентрация Rb при коротком времени выщелачивания амфиболитов оз. Янисъярви равна 0.02 мг/л и уменьшилась до 0.001 мг/л при длительных экспериментах.

Концентрация Sr почти не изменялась в растворах при выщелачивании кислыми растворами метавулканитов о. Суйсарь (0.01 мг/л). А в щелочных растворах увеличилась на порядок, от 0.0006 мг/л в коротких экспериментах до 0.002 мг/л в длительных экспериментах. Концентрация Rb в кислых и щелочных экспериментах изменялась незначительно от 0.001 мг/л при коротких экспериментах до 0.007 мг/л в длительных экспериментах.

Отношение K/Na в полученных растворах не зависит от времени и условий проведения эксперимента и устойчиво ниже единицы, составляя в среднем 0.6.

Таким образом, основными результатами экспериментального исследования мобилизации вещества при взаимодействии кислотных и щелочных растворов с основными породами являются выводы о том, что:

(1) Растворы с наибольшей минерализацией наблюдаются при выщелачивании кислым раствором слабо метаморфизованных вулканитов, в минеральном составе которых содержится до 25 % хлорита. Максимальная суммарная концентрация катионов в этих растворах связана с повышенной концентрацией Ca и Mg, тогда как остальные компоненты растворов почти не различаются.

(2) Отношение Rb/Sr в растворах при выщелачивании метавулканитов, в минеральном составе которых содержится до 25 % хлорита, выше чем отношение Rb/Sr при выщелачивании амфиболитов.

(3) Отношение K/Na в экспериментальных дренажных растворах устойчиво ниже единицы.

Таблица 1. Состав экспериментальных растворов.

Table 1. Composition of experimental solutions.

t, сут	$Кат^+$	РЗЭ	La/Yb_N	K/Na	Ca/Na	Ca	Mg	Rb/Sr
Метавулканиты оз. Суйсарь, pH=3								
0.042	16	1.55	17	0.6	2.3	5.9	3.4	0.14
1	24	0.19	16	0.6	2.0	8.4	6.6	0.19
7	26	0.12	9	0.7	2.1	9.5	7.2	0.31
Метавулканиты оз. Суйсарь, pH=10								
0.042	5	0.16	7	0.7	0.2	0.3	0.3	2.49
1	7	0.12	3	0.6	0.2	0.4	0.3	4.16
7	10	0.11	4	0.7	0.2	0.9	0.5	2.80
Амфиболиты оз. Янисъярви, pH=3								
0.042	11	0.05	3.5	0.6	0.4	1.7	2.3	0.04
1	10	0.14	5.7	0.8	0.6	1.8	2.6	0.04
7	8	0.07	3.9	0.7	0.7	1.4	2.1	0.04
Амфиболиты оз. Янисъярви, pH=10								
0.042	8	0.05	2.3	0.8	0.1	0.4	0.7	1.73
1	6	0.03	2.1	0.8	0.2	0.4	0.6	0.12
7	6	0.02	1.9	0.6	0.2	0.5	0.7	0.08

Примечание: $Кат^+$ – суммарная концентрация катионов, мг/л; РЗЭ – суммарная концентрация лантаноидов, мкг/л.

Работа выполнена в рамках темы НИР № FMNU–2019-0001.

Литература

1. Израэль Ю.А., Назаров И.М., Прессман А.Я., Филиппова Л.М., Рябошапко А.Г. Кислотные дожди. Л. Изд-во: Гидрометеоиздат. 1989. 269 с.
2. Матреничев А.В., Матреничев В.А., 2010, Петрология людиковийского вулканизма Онежской структуры и Раахе-Ладожской зоны. Балтийский щит // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. СПб. Изд-во: Политехн. ун-та. 2010. С. 223–255.
3. Матреничев В.А., Алфимова Н.А., Левченков О.А. и др. Стратиграфия и изотопный возраст лопийского комплекса Лехтинской структуры, северная Карелия // Стратиграфия, геологическая корреляция, 2011. Т. 19. № 5. С. 3–25.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 206–210

Геохимия и фракционирование Zr и Hf в щелочно-карбонатитовой магматической системе массива Кугда (Полярная Сибирь)

Когарко Л.Н., Глазатова И.А.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, kogarko@geokhi.ru

Аннотация. Установлены закономерности распределения и фракционирования стратегических металлов (Zr, Hf) в интрузии Кугда (Полярная Сибирь). Содержания исследованных элементов заметно превышают концентрации этих элементов других формаций (Zr-246 ppm, Hf-7.4 ppm). Отмечается значительный рост Zr и Hf от ранних пород (оливиниты, мелелитовые породы) к более поздним продуктам дифференциации-сиенитам до 570 ppm Zr и 16 ppm. Hf. В процессе эволюции магматической системы Кугда отмечается заметное фракционирование Zr и Hf. Отношение Zr/Hf в дайковой породе, приближающейся по составу к первичной магме массива Кугда и ранних интрузиях довольно близко к хондритовому (Zr/Hf=37) (McDonough and Sun, 1995), в то время как в самых поздних фазах это отношение резко возрастает-почти в 5 раз. Наши исследования показали, что коэффициент распределения Hf (Kd=0.58) в щелочных пироксенах заметно выше по сравнению с Zr (Kd=0.40). Отсюда следует, что фракционирование этого минерала приводит к росту Zr/Hf отношения в остаточных жидкостях.

Другим минералом, концентрирующим цирконий до 400 ppm и Hf до 15-20 ppm является перовскит, который имеет очень широкое поле кристаллизации в породах массива Кугда-в особенности в наиболее ранних породах-оливинитах. Наши данные показали, что отношение Zr/Hf в перовскитах оливинитов колеблется в пределах 23-27-то есть заметно ниже хондритового и этой величины в первичной магме. Ранняя кристаллизация перовскита является главной причиной повышения Zr/Hf отношения в мелелитолитах (до 54). Таким образом главным процессом формирования массива Кугда была непрерывная кристаллизационная дифференциация, сопровождавшаяся заметным фракционированием породообразующих и акцессорных минералов (пироксен и перовскит)..

Ключевые слова: Массив Кугда, Zr, Hf, пировскит.

Geochemistry and Fractionation of Zr and Hf in the alkaline-carbonatite Magmatic System of the Kugda Massif (Polar Siberia)

Kogarko L.N., Glazatova I.A.
Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry,Russian Academy of Sciences, Moscow, kogarko@geokhi.ru

Abstract. The patterns of the distribution and fractionation of strategic metals (Zr, Hf) in the Kugda intrusion (Polar Siberia) have been studied. The contents of these elements significantly exceed their concentrations in other rocks (Zr 246 ppm, Hf 7.4 ppm). A significant increase in Zr and Hf from early rocks (olivinite and melilite rocks) to later differentiation products, syenites with up to 570 ppm of Zr and 16 ppm of Hf, has been revealed. During the evolution of the Kuga magmatic system, notable fractionation of Zr and Hf occurred. The Zr/Hf ratios in the dyke rock, similar in composition to the primary Kugda Massif magma, and the early intrusions are fairly close to that of chondrite (Zr/Hf = 37 [1]), while in the latest phases this ratio increases by almost 5-fold. Our study showed that the distribution coefficient of Hf (Kd = 0.58) in alkaline pyroxenes is noticeably higher than that of Zr (Kd = 0.40). Consequently, fractionation of this mineral leads to an increase in the Zr/Hf ratio in the residual liquids. Another mineral concentrating up to 400 ppm of Zr and up to 15–20 ppm of Hf is perovskite, which has a very wide crystallization field in the rocks of the Kugda Massif, especially in the earliest olivinite. The data obtained showed that the Zr/Hf ratio in the perovskite of olivinite varies between 23–27, that is, noticeably below both the chondritic and the primary magma values. Early crystallization of perovskite is the main reason for increasing the Zr/Hf ratio in melilitolites (up to 54). Thus, the main process of forming the Kugda Massif was continuous crystallization differentiation, accompanied by a noticeable fractionation of rock-forming and accessory minerals (pyroxene and perovskite).

Key words: Kugda Polar Siberia, Zr, Hf, pyrovskite.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 206–210

Введение

Цирконий и гафний являются ценными металлами и относятся к группе стратегических, их потребление непрерывно растет в индустрии. Концентрации этих элементов наиболее высокие в щелочных породах. В этой связи проведение экспертизы по запасам этих металлов в комплексах щелочных пород важно для роста рудного потенциала России.

Были проведены исследования геохимии циркония и гафния в ультраосновном щелочно-карбонатитовом массиве Кугда (Полярная Сибирь).

Массив Кугда представляет собой изометричное воронкообразное тело площадью 16 км ^{2}.

Вмещающие породы представлены горизонтально залегающими доломитами среднего кембрия. Центральный тип строения массива подчеркивается концентрическим расположением интрузивных фаз массива. В развитии комплекса Кугда выделяется шесть интрузивных фаз, в результате которых последовательно возникли: (Егоров,1991)

1) шток оливинитов (оливиниты, рудные оливиниты, перовскитовые и магнетитовые слои). Эта интрузия характеризуется магматической расслоенностью местами переходящей в ритмичную расслоенность.

2) кольцевая интрузия мелилитолитов, также с проявлением магматической расслоенности-чередованием турьяитов, ункомпагритов и окаитов.

3) мощное кольцевое тело меланократовых фоидолитов и фоидитов (мельтейгиты, якупирангиты, меланефелиниты, оливиновые меланефелиниты, нефелиновые пикриты);

4) небольшие штокообразные тела ийолитов; главная масса этих пород, вероятно, консолидирована ниже уровня современного среза.

5) мелкие штоки и жилы щелочных и редко нефелиновых сиенитов.

6) мощное полукольцевое тело форстерититов, которые по мнению авторов статьи являются кумулятами фоскоритовой интрузии так как в определенных зонах этой фазы преобладают фоскориты. К этому комплексу относятся маломощные кальцитовые жилы, пересекающие форстерититы.

Геохимия Zr и Hf

Методом ICPMS было исследовано 45 образцов всех разновидностей пород массива Кугда на содержания Zr и Hf. (табл. 1).

Средние содержания исследованных элементов заметно превышают концентрации этих элементов других формаций. (табл. 1, 2). Отмечается рост концентраций Zr и Hf от ранних пород (оливиниты, мелелитовые породы) к остаточным продуктам дифференциации-сиенитам. (рис. 1 а, б, в). Самые высокие концентрации циркония и гафния отмечаются в сиенитах и фоскоритах. В одном образце сиенита было обнаружено очень высокое содержание циркония -3750 ppm., что связано с кумуляцией в этой породе эвдиалита. Для вычисления среднего содержания циркония эта величина не учитывалась.

В процессе эволюции магматической системы Кугда отмечается заметное фракционирование Zr и Hf-отношение в более поздних продуктах дифференциации возрастает почти в пять раз.

Эволюция ультраосновной-щелочной магматической системы комплекса Кугда определялась процессами кристаллизационной дифференциации, сопряженной с явлениями магматической расслоенности.

Необходимо отметить, что некоторые разновидности пород массива Кугда не являются расплавами, а носят кумулятивный характер т.е. скопление отдельных минералов, что несомненно влияет на распределения Zr и Hf и может несколько изменить установленные закономерности.

Отношение Zr/Hf в дайковой породе, приближающейся по составу к первичной магме массива Кугда довольно близко к хондритовому отношению =37 (McDonough and Sun, 1995). Интересно отметить, что более ранние интрузивные фазы Кугды – оливиниты, мелилитолиты, мельтейгиты и ийолиты имеют близкие к хондритовому отношению Zr/Hf (табл. 1), в то время как в самых поздних фазах отношение возрастает. Наши исследования (Когарко, 2016) показали, что коэффициент распределения Hf в щелочных пироксенах заметно выше по сравнению с Zr. Отсюда следует, что

фракционирование этого минерала приводит к росту Zr/Hf отношения в остаточных жидкостях. Малые вариации Zr/Hf отношения в более ранних интрузивных фазах и их близость к хондритовой величине свидетельствует о близости коэффициентов распределения Zr и Hf главных минералов этих пород-оливинов и мелелитов.

Таблица 1. Примеры распределения циркония и гафния в ряде пород массива Кугда, (ppm).

№ п/п	№ образцов	Минерал	Zr	Hf	Zr/Hf
1	Кх-86	Мельтейгит	301.00	9.00	33.44
2	Кх-47	Мельтейгит	215.00	4.90	43.88
3	Кх-135	Мельтейгит	330.00	6.80	48.53
4	Кх-80	Мельтейгит	30.00	3.60	8.33
5	Кх-27	Мельтейгит	135.00	3.70	36.49
6	Кх-85	Сиенит	263.00	7.20	36.53
7	Кх-29	Сиенит	500.00	10.00	50.00
8	Кх-30	Сиенит	310.00	5.00	62.00
9	Кх-85	Сиенит	260.00	6.10	42.62
10	Кх-125	Сиенит	145.00	3.10	46.77
11	Кх-35	Оливинит	19.90	0.89	22.36
12	Кх-12	Оливинит	83.60	4.70	17.79
13	Кх-9	Оливинит	26.70	1.20	22.25
14	Кх-0	Оливинит	34.80	1.70	20.47
15	Кх-35	Оливинит	23.60	1.80	13.11
16	Кх-14	Оливинит	94.00	4.90	19.18
17	Кх-97	Мелилитолит	400.00	7.20	55.56
18	Кх-52	Мелилитолит	95.00	4.10	23.17
19	Кх-21	Мелилитолит	13.90	0.51	27.25
20	Кх-61	Мелилитолит	13.10	0.54	24.26
21	Кх-84	Ийолит	550.00	7.70	71.43
22	Кх-28	Ийолит	80.00	9.90	8.08
23	Кх-32	Ийолит	240.00	3.60	66.67
24	Кх-34	Уртит	147.00	4.00	36.75
25	Кх-88	Фоскорит	98.00	1.90	51.58
29	Кх-99-10	дайка	399.17	8.98	44.44
30	Кх-110-15	дайка	421.38	9.23	45.66
31	Кх-87	Якупирангит	234.00	6.90	33.91

Таблица 2. Средние значения распределения циркония и гафния в породах массива Кугда, ppm

Элементы	Мельтейгит	Сиенит	Оливинит	Мелилитолит	Ийолит	Фоскорит	Дайка
Zr	202.20	295.60	47.10	130.50	254.25	204.75	410.27
Hf	5.60	6.28	2.53	3.09	6.30	2.33	9.11
Zr/Hf	36.11	47.07	18.62	42.23	40.36	87.88	45.04

В третьей и четвертой фазах массива Кугда роль пироксенов резко возрастает-например в мельтейгитах, якупирантитах и ийолитах пироксен является важным породообразующим минералом. В качестве геохимического следствия активного фракционирования пироксена в более поздних продуктах дифференциации-сиенитах и форстерититах резко возрастает отношение Zr/Hf (табл. 1).

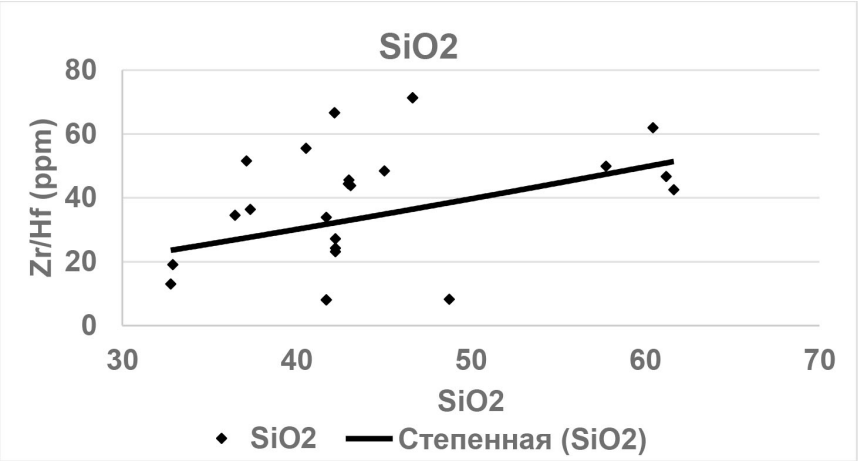


Рис. 1 а. График распределения Zr/Hf от SiO_2 массива Кугда.
Fig. 1 a. Graph of the Zr/Hf distribution from the SiO_2 array of Kugda.

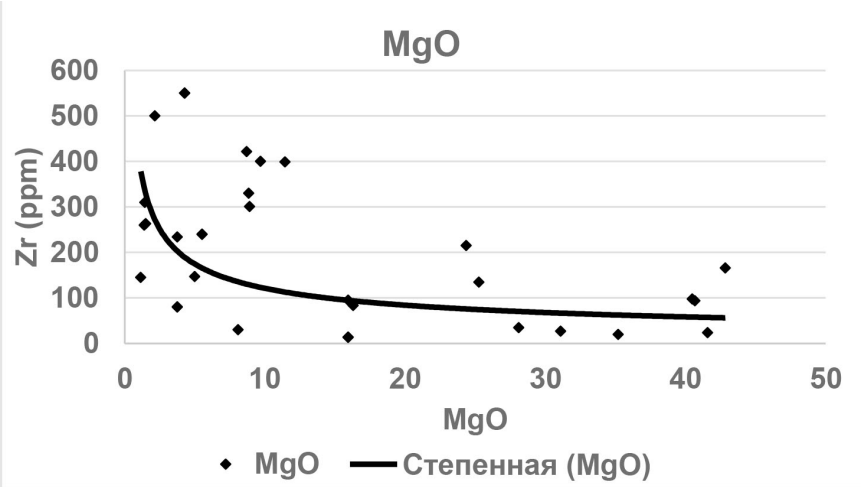


Рис. 1 б. График распределения Zr от MgO массива Кугда.
Fig. 1 b. Plot of Zr distribution from MgO of the Kugda massif.

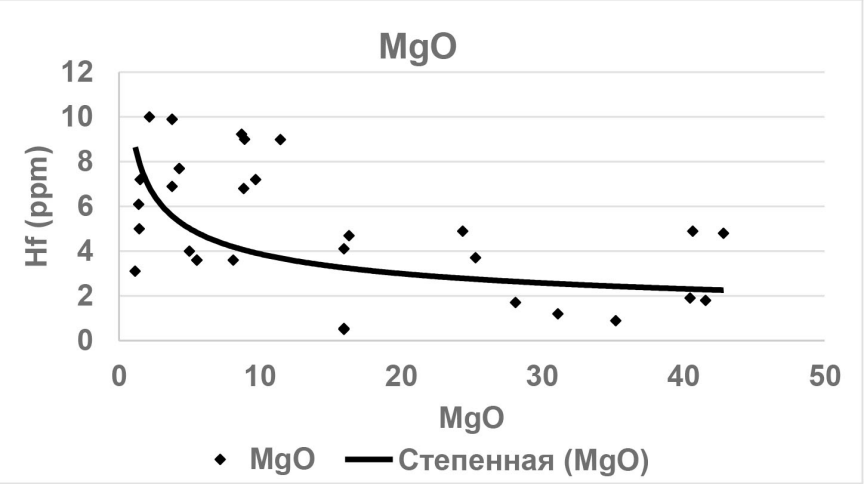


Рис. 1 в. График распределения Hf от MgO массива Кугда.
Fig. 1 c. Plot of Hf distribution from MgO of the Kugda massif.

Другим минералом, концентрирующем цирконий до 400 ppm и Hf до 15-20 ppm является перовскит, который имеет очень широкое поле кристаллизации в породах массива Кугда-в особенности в наиболее ранних породах-оливинитах. Наши данные показали, что отношение Zr/Hf в перовскитах оливинитов колеблется в пределах 23-27-то есть заметно ниже хондритового и этой величины в первичной магме. Учитывая, что перовскит в оливинитах является породообразующим минералом, достигая рудных концентраций, можно заключить, что именно кристаллизация этого минерала привела к заметному фракционированию Zr и Hf и является главной причиной некоторого повышения Zr/Hf отношения в 2 фазе интрузии-мелелитолитах (до 54).

Таким образом проведенные исследования убедительно показали, что главным процессом формирования массива Кугда была непрерывная кристаллизационная дифференциация, сопровождавшаяся заметным фракционированием породообразующих и акцессорных минералов (пироксен, перовскит).

В процессе эволюции магматической системы Кугды установлено значительное фракционирование Zr и Hf. Благодаря более высокому коэффициенту распределения гафния в пироксенах и перовскитах в конечных продуктах дифференциации значительно возрастает отношение Zr/Hf.

Работа выполнена в рамках темы по государственному заданию № 0137-2019-0014.

Литература

1. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
2. Егоров Л.С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере Маймеча-Котуйского комплекса Полярной Сибири). Л. Изд-во: Недра 1991. 260 с.
3. Когарко Л.Н. Геохимия процессов разделения когерентных элементов (Zr, Hf) при глубокой дифференциации высокощелочных магматических систем (Ловозерский комплекс) // Геохимия. 2016. № 1. С. 4–10.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 211–217

Комплекс геофизических, геоморфологических и сейсмотектонических исследований в изучении постледниковой активности западных Хибин (на примере ущелья Аку-Аку)

Королева А.О. [1, 2], **Родкин М.В.** [3]

[1] *Институт физики Земли им О.Ю. Шмидта РАН, Москва, kao@ifz.ru*

[2] *Институт географии РАН, Москва*

[3] *Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва, rodkin@mitp.ru*

Аннотация. Хибинский массив привлекает внимание исследователей большим количеством интересных объектов, расположенных в его пределах. В работе представлены результаты геофизических, геоморфологических и палеосейсмологических исследований, проведенных в районе ущелья Аку-Аку на юго-западе Хибинского массива. Поиск сейсмонарушений проводился как непосредственно в самом ущелье (на его дне и бортах), так и с воздуха при помощи квадрокоптера DJI Mavic Pro, что позволило выделить некоторые геоморфологические особенности данного объекта не очевидные при наблюдении на земной поверхности. Ущелье Аку-Аку, наравне с другими сейсмотектоническими объектами, является свидетельствами постледниковой сейсмотектонической активности данного региона. В работах авторы опираются на предшествующие исследования коллег по оценке возраста отложений, лихенометрические наблюдения, а также на признаки сейсморазрывов. Проведенные работы позволили определить природу происхождения данного объекта и отнести его к постледниковым сейсмотектоническим объектам.

Ключевые слова: геофизические исследования, геоморфология, квадрокоптер, палеосейсмодислокации, Кольский полуостров, очаговая зона палеоземлетрясений.

A complex of geophysical, geomorphological and seismotectonic research in the study of postglacial activity of the western Khibiny (on the example of the Aku-Aku gorge)

Koroleva A.O. [1, 2], **Rodkin M.V.** [3]

[1] *Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, kao@ifz.ru*

[2] *Institute of Geography RAS, Moscow*

[3] *Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics RAS, Moscow, rodkin@mitp.ru*

Abstract. The Khibiny massif attracts the attention of researchers with many interesting objects located within its boundaries. The paper presents the results of geophysical, geomorphological and paleoseismological studies carried out in the area of the Aku-Aku gorge in the south-west of the Khibiny massif. The search for seismic disturbances was carried out both directly in the gorge itself (on its bottom and sides), and from the air using a DJI Mavic Pro quadcopter, which made it possible to highlight some geomorphological features of this object that were not obvious in detection from the earth's surface. The Aku-Aku gorge is included in the group of objects studied by the authors in the south-west of the Khibiny massif, along with other seismotectonic objects, which are evidence of postglacial seismotectonic activity in this region. In their works, the authors rely on previous research by colleagues to assess the age of deposits, lichenometric observations, as well as signs of seismic disturbances. The work carried out made it possible to determine the nature of the origin of this object and attribute it to postglacial seismotectonic objects.

Key words: geophysical research, geomorphology, quadrocopter, paleoseismic dislocations, Kola Peninsula, focal zone of paleoearthquakes.

Введение

Современная сейсмическая активность Кольского полуострова, как известно, достаточно слабая. Оценка сейсмической опасности региона основана на данных современного сейсмического мониторинга. Однако, за последние десятилетия различными группами исследователей были собраны и опубликованы важные материалы, которые дают основание говорить о высокой сейсмотектонической палеоактивности в этом регионе (Никонов и др., 2019). Тектоническая структура Кольского региона обусловлена системой разнопорядковых блоков, которые подняты на разную высоту по мо-

лодым и возрожденным древним разломам (Николаева и др., 2018). Существует целый ряд представительных и ярко выраженных объектов, которые, при помощи различных методов, следует изучать более детально, с целью уточнения и дополнения уже имеющихся данных по изучаемому району.

Уже не первый год авторы занимаются детальным исследованием ущелья Аку-Аку, расположенном в 2.5 км на северо-восток от станции Нефелиновые пески на восточном берегу озера Большая Имандра. Этот объект представляет большой интерес, ведь наряду с другими сейсмотектоническими объектами входит в систему сейсмонарушений юго-западного сектора Хибинского массива, окруженного населенными пунктами, горнодобывающими предприятиями и энергетическими коммуникациями.

Геоморфологические наблюдения

Ущелье Аку-Аку имеет СВ-ЮЗ простирание, и протягивается на 5 км от долины реки Гольцовка до перевала «Звездочка». В районе озера Изумрудное ущелье меняет направление и визуально разделяется на две части: северную и южную. Северная часть ущелья (рис. 1 а) имеет узкое дно (20-50 м), крутые борта, наблюдается большое количество разновозрастных обвалов. Южная часть ущелья (рис. 1 б) имеет наиболее широкое дно (50-100 м). Борта ущелья осложнены обвалами (осыпями) с обеих сторон. Одной из самых крупных особенностей ущелья, которая, к тому же, прослеживается на всем его протяжении, являются отщеления массивных вертикальных глыб с восточного борта, сдвинувшихся на несколько метров ко дну ущелья (рис. 2). Примечательно, что подобные структуры обнаружены только на восточном борту, в то время, как на западном борту наблюдаются только обвалы и осыпи.



Рис. 1. Северная (а) и южная (б) части ущелья.
Fig. 1. Northern (a) and southern (b) parts of the gorge.

Геоморфологические исследования были дополнены фото- и видеосъемкой ущелья с воздуха квадрокоптером DJI Mavic Pro. Это позволило обнаружить различные структуры, не доступные для наблюдения с поверхности земли.

В районе озера Изумрудное, в месте «перегиба» ущелья, ручей впадает в долину водопадом, упирается в противоположный борт ущелья и поворачивает на 90° на ЮЗ. Далее он протекает по долине ущелья до соединения с соседней подобной долиной перевала «Юмъекорр». В месте поворота ручья наблюдается взброшенная сухая долина, которая является логичным продолжением направления течения ручья. По геоморфологическим наблюдениям можно заключить, что ранее ручей протекал по этой субширотной долине (на рис. 2 показано голубым пунктиром) с выходом в оз. Имандра, а после взброса западного борта ущелья Аку-Аку ручей повернул на ЮЗ (на рис. 2 показано сплошной линией). Подобное предположение было подтверждено геофизическими данными. Ранее на данном объекте геофизических работ не проводилось.

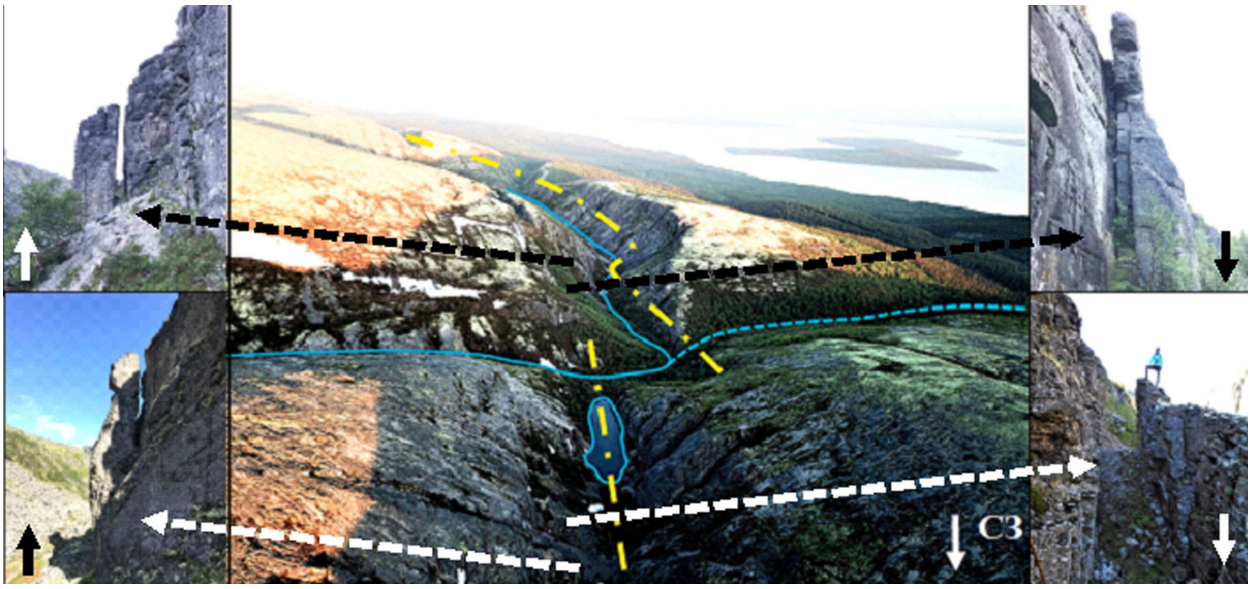


Рис. 2. Участок «перегиба» ущелья. На картинках изображены отщеления блоков с восточного борта ущелья. Стрелками показано направление на СЗ.

Fig. 2. The section of the «bend» of the gorge. The pictures show spalling of blocks from the eastern side of the gorge. Arrows show the direction to the NW.

Геофизические исследования

Исследования глубинных структур ущелья Аку-Аку были проведены электроразведочным методом ЗСБ (зондирование становлением поля в ближней зоне). Этот метод основывается на явлении электромагнитной индукции. В качестве источника электромагнитного поля используется незаземленная генераторная петля, по которой пропускают импульсный электрический ток. В моменты паузы в приемной петле регистрируется спад ЭДС, который характеризует разрез.

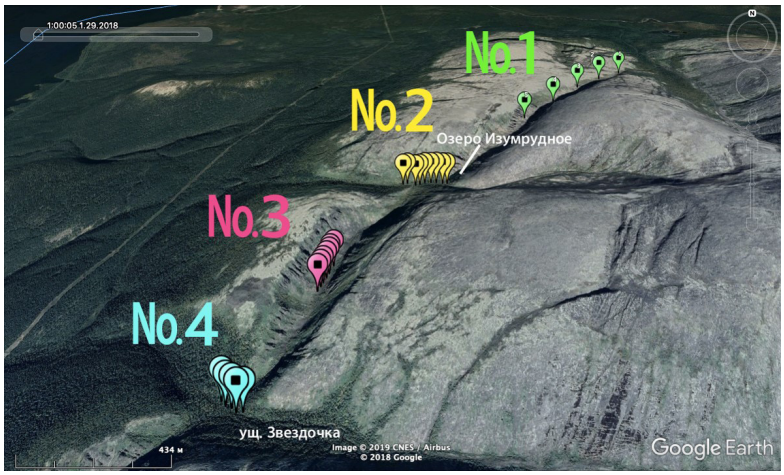


Рис. 3. Общий вид геофизических профилей.

Fig. 3. General view of geophysical profiles.

Измерения проводились по четырем профилям: двум поперечным к ущелью и двум продольным (рис. 3). Съемка велась прибором Tem-fast 48, с совмещенной генераторно-приемной петлей 25 × 25м и током 1А.

Определяющие условия работ в данном регионе – это высокие сопротивления пород и, как следствие, слабые сигналы в приемной антенне. При этом присутствует мощный эффект индуцированной поляризации, что отражается в виде отрицательных сигналов на кривых удельно-электрического сопротивления (УЭС) (обозначены квадратами на рис. 4). В целом, данные такого характера слабо информативны и не дают представления о проводимости разреза. В экспериментальных измерениях на сплошном кристаллическом массиве кривые сопротивления полностью состояли из отрицательных сигналов.

Кривые УЭС на профилях № 2, 3, 4 стабильно демонстрируют зону проводимости в центральной части ущелья. На поперечных профилях № 2 и № 4 проводник выделяется в центральных пикетах (рис. 4 б, в), в то время как на крайних пикетах (которые были установлены на бортах ущелья, а

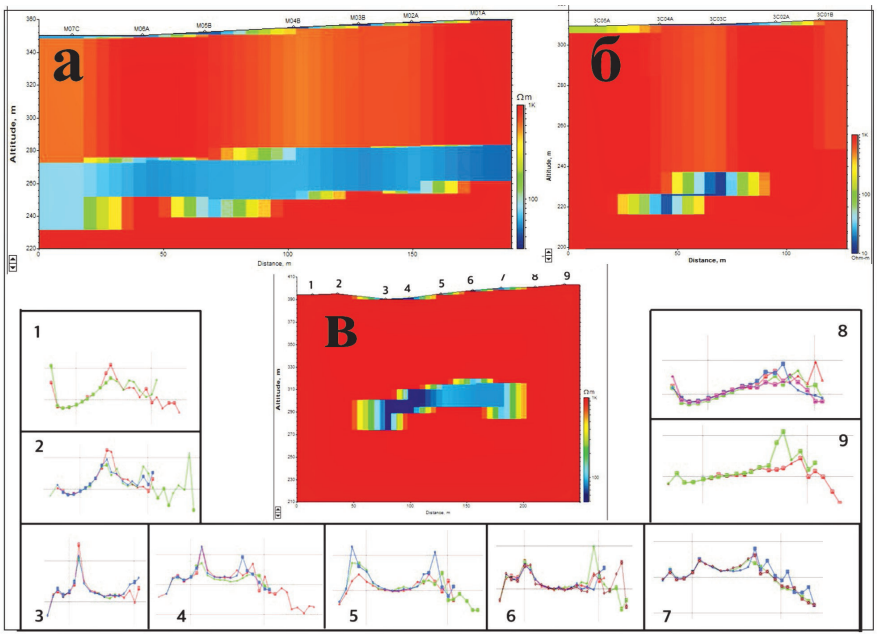


Рис. 4. Геоэлектрические разрезы по продольному профилю № 3 (а) и по поперечным профилям № 4 (б) и № 2 (в). Также на рисунке приведены кривые УЭС по профилю №2 по 8-ми пикетам.

Fig. 4. Geoelectric joins along the longitudinal profile № 3 (a) and along the transverse profiles № 4 (b) and № 2 (c). The figure also shows the resistivity curves along profile № 2 at 8 pickets.

не на его дне) – он не наблюдается. На разрезе по продольному профилю № 3 проводящий слой прослеживается на всех пикетах (рис. 4 а), что говорит о том, что он тянется по ущелью от места впадения ручья в ущелье Аку-Аку и до слияния его с ущельем около перевала «Звездочка».

А вот результаты обработки данных, полученных при работе на профиле № 1, показали, что все кривые профиля состоят из отрицательных сигналов. Это значит, что признаки проводимости тут отсутствуют, как и отсутствует деятельность ручья. Любопытно интерпретировать проводящий слой, как водонасыщенный осадок, нанесенный ручьем в ущелье, который прослеживается на всей южной части, широкой и заболоченной, а в северной, где ущелье сухое и более узкое, такого слоя не наблюдается.

Моделирование и интерпретация разрезов проводились в программе Tem-Reseacher. Подбор кривых показал, что проводящий объект залегает на глубине 80 м и имеет мощность до 20 м. Возможно, вышележащие породы также имеют низкое сопротивление, однако эффект поляризации является большой помехой на ранних временах и скрывает картину реальной проводимости.

Смещения скальных отдельностей

Специальное внимание в полевых работах было уделено поиску и выделению признаков сейсмического воздействия (выбивания блоков, отщеления, сдвиги, зеркала скольжения, разрывы). На прилегающем к ущелью с запада отроге с ровной вершинной поверхностью был проведен поиск и измерение величин блоковых смещений. Всего выявлено 34 примера смещения камней; по этим данным была построена многолепестковая гистограмма азимутов смещений (рис. 5), где выделяются три основные системы (I1, I2, I3), полученные по методу (Родкин и др., 2012).

Системы I1, I2 более широкие и предположительно более древние. Обращает внимание отсутствие в системе I1 симметричных основному максимуму смещений в направлении северо-востока. Можно предположить, что такая ситуация связана с направлением движения ледника последней стадии оледенения. А именно, на завершающей стадии уже не покровного, а горного оледенения Хибин, имело место очевидное сползание ледника вниз по долинам рек. Такой ледник уносил с собой все плохо сцепленные скальные блоки. Соответственно, при послеледниковом сейсмическом импульсе I1 уже не было скальных отдельностей, пригодных для смещений вниз по долине в

северо-восточных азимутах. В пользу большей древности системы I1 свидетельствует также относительно более широкий разброс направлений отброса камней и большая выраженность максимума (можно предположить, что более ранние постледниковые землетрясения были и более сильными). Во всяком случае, скорость гляциоизостатического подъема территории Кольского полуострова демонстрирует сильное затухание со временем.

Система I3 имеет наиболее узкие лепестки максимумов распределения (рис. 5), и может поэтому полагаться предположительно наиболее молодой (смещения камней не были осложнены повторными перемещениями). Исходя из ширины максимумов, можно предположить, что системы I1, I2 более древние (I1 самая древняя), а система I3 самая молодая.

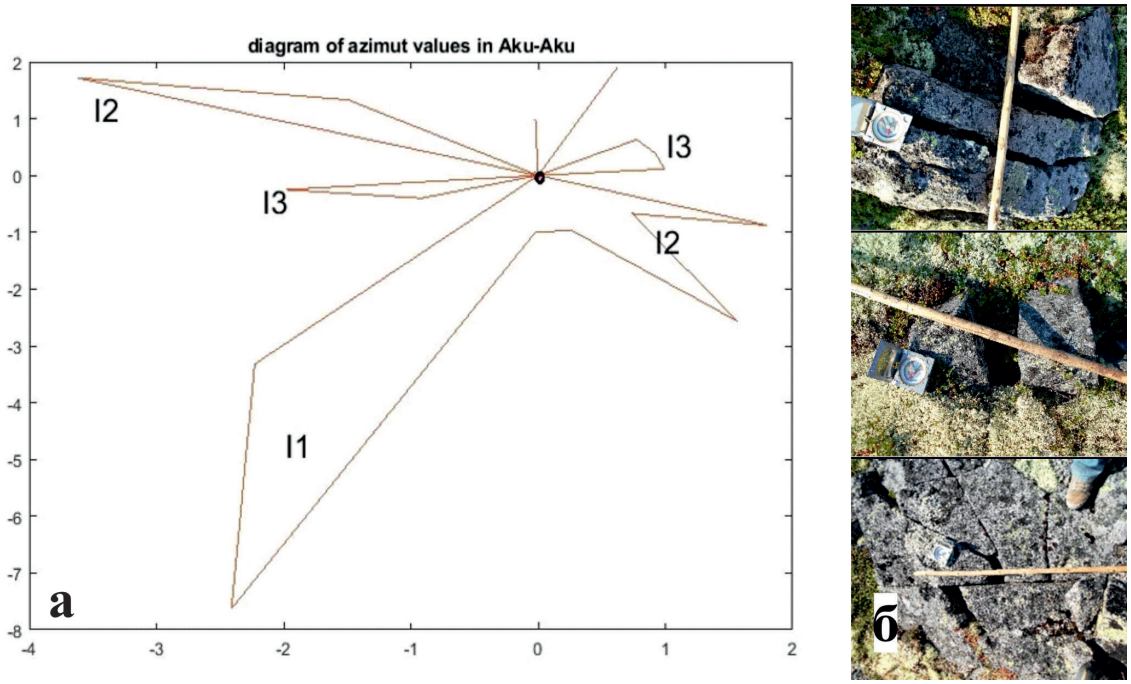


Рис. 5. а – диаграмма распределения азимутов смещений (указаны системы направлений азимутов I1, I2, I3) б – примеры блоковых смещений.

Fig. 5. a – diagram of the distribution of azimuths of displacements (systems of directions of azimuths I1, I2, I3 are indicated) b – examples of block displacements.

Лихенометрические исследования

Также авторами работы были проведены лихенометрические наблюдения (рис. 6 б). Для максимальных размеров диаметров лишайника Phizocarpon geographicum для района ущелья Аку-Аку был получен 131 замер; кроме этого наблюдалось большое число скальных поверхностей без следов лишайников или с очень малыми (менее 1 мм) их размерами. Проведенные исследования позволили построить гистограмму полученных размеров лишайника, на которой отчетливо выделяются 3 достаточно четких максимума со значениями диаметров D = 27. 42 и 50 мм (рис. 6 а). По преимущественным размерам лишайников указать точное время событий не представляется возможным, учитывая разночтения в скорости роста лишайников по данным разных специалистов. Например, по данным ботанического сада-института КНЦ РАН средняя скорость роста лишайника Phizocarpon geographicum в условиях Хибин составляет 18 ± 3 мм за 100 лет. В то время как согласно приведенным в (Никонов и др., 1986) данным, скорость роста лишайника Phizocarpon geographicum неравномерна во времени. Требуется некоторый период для его заселения на новой скальной поверхности и начала развития, и имеет место замедление роста старых лишайников. Отсюда оценки времени обвала (раскрытия скальной поверхности) по формуле роста 18 ± 3 мм за 100 лет можно считать существенно заниженными для начального периода роста и для старых лишайников.

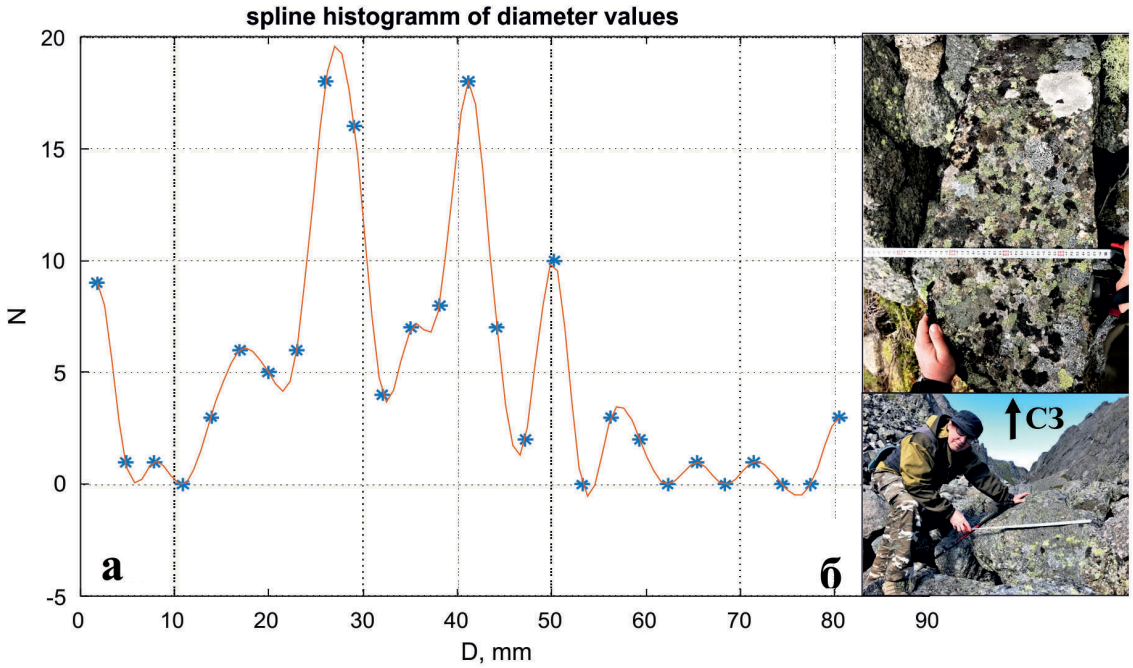


Рис. 6. а – гистограмма полученных размеров диаметров лишайников Phizocarpon geographicum; б – примеры глыб, покрытых лишайниками, расположенных в обвалах ущелья.

Fig. 6. a – histogram of measured diameters of Phizocarpon geographicum lichens; b – examples of lichen-covered boulders located in the rockslides of the gorge.

Однако, хотелось бы отметить, что количество выделенных максимумов на гистограмме полученных размеров лишайников на рисунке 6 а совпадает с числом преимущественных направлений смещений скальных блоков на рисунке 5. На данный момент результаты носят предварительный анализ. Радиоуглеродных определений не проводилось.

Выводы

Исследования, проведенные в районе ущелья Аку-Аку, позволили уточнить и дополнить имеющиеся сведения о данном объекте, а также опробовать геофизическое электроразведочное оборудование в нелегких условиях непроводящих горных пород. Полученные данные позволили выделить проводящую глубинную структуру, характерную только для южной части ущелья, а также обнаружить три характерных предположительно сейсмогенных азимута смещения скальных блоков и разделить их на три сейсмических события, произошедших в районе ущелья в постледниковое время. Также были проведены лихенометрические наблюдения, первичные результаты которых опубликованы в работе (Королева и др., 2019). В комплексе полученные данные свидетельствуют о высокой послеледниковой сейсмотектонической активности данного региона. Объект Аку-Аку подлежит дальнейшим исследованиям и детальной проработке.

Представляется возможным предположить, что районы голоценового оледенения являются относительно специфическими районами, где современная и палеосейсмичность резко различаются. Исходя из этого на данном этапе авторы не берутся утверждать, что довольно убедительные данные по сильной палеосейсмичности являются достаточным основанием для пересмотра современной сейсмической опасности несмотря на то, что по правилам МАгАтЭ они должны быть в полной мере приняты во внимание при оценке сейсмической опасности особо ответственных объектов (например, КоАЭС).

Работа выполнена в рамках тем госзаданий ИФЗ РАН № 0144-2019-0010 и ИГ РАН №0148-2019-0005.

Литература

1. Королева А.О., Ивлева О.А., Родкин М.В., Викулина М.А. Свидетельства постледниковой сейсмотектонической активности западных Хибин // Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений: тезисы докладов всероссийской научной конференции с международным участием. М. Изд-во: ИТПЗ РАН. 2019. С. 56–57
2. Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В., Родкин М.В. Детальные палеосейсмогеологические исследования в бортовой зоне впадины оз. Имандра (Кольский регион): новые подходы и результаты // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 866–880. DOI: 10.15372/GiG20180608.
3. Никонов А.А., Шварев С.В., Николаева С.Б., Зыков Д.С., Флейфель Л.Д., Родкин М.В., Королева А.О. Три активные сейсмотектонические зоны высшего ранга на севере Европейской части России: прогресс-репорт // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI тектонического совещания. Т. 2. М. Изд-во: ГЕОС. 2019. С. 86–92.
4. Никонов А.А., Шебалина Т.Ю. Лихенометрический метод датирования сейсмодислокаций (методические аспекты и опыт использования в горах юга Средней Азии). М. Изд-во: Наука. 1986. 185 с.
5. Родкин М.В., Никонов А.А., Шварев С.В. Оценка величин сейсмических воздействий по нарушениям и смещениям в скальных массивах // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3. С. 203–237. DOI: 10.5800/GT-2012-3-3-0072.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 218–222

Опыт использования карт трансформантного сопротивления при электрофациальном анализе по данным электроразведки в районе Вилюйской синеклизы

Кравченко А.А.
ОП АО «РОСГЕО» «ИГП», Иркутск, a.zaynutdinova@inbox.ru
Иркутский национальный исследовательский технический университет

Аннотация. В работе приведены результаты использования электрофациального анализа в рамках составления геоэлектрической модели кембрийских рифогенных построек, развитых вдоль южного борта Вилюйской синеклизы. Цель работы заключалась в картировании органогенных построек, как отдельной фации, на этапе качественного анализа. Электрофациальный анализ проведён для кембрийских отложений двумя методами: путём интеграции электроразведочных данных (кривых STauHTau) в пакет Stratimagic и с помощью построения карт трансформантных сопротивлений, осуществляемого в программном обеспечении Geomodel. Результаты сопоставлены с существующей априорной информацией о фациальной дифференциации района. Сделаны выводы о кратности задаваемых электрофаций в пакете Stratimagic, необходимых для получения корректного результата и уровнях трансформантных сопротивлений, соответствующих отложениям Западно-Якутского барьерного рифа.

Ключевые слова: электроразведка, электрофациальный анализ, Вилюйская синеклиза, Западно-Якутский риф.

Experience in using transformant resistance maps for electro-facial analysis based on electrical prospecting data in the area of the Vilyui syneclise

Kravchenko A.A.
«Irkutsk Geophysical Division», JSC «Rosgeo»,Irkutsk, a.zaynutdinova@inbox.ru
Irkutsk National Research Technical University

Abstract. The article presents the results of using electro-facies analysis in the framework of compiling a geoelectric model of the Cambrian reef structures developed along the southern flank of the Vilyui syneclise. The purpose of the work was to map organogenic structures as a separate facies at the stage of qualitative analysis. Electrofacies analysis was carried out for the Cambrian deposits by two methods: by integrating electrical exploration data (STauHTau curves) into the Stratimagic package and by constructing transformant resistance maps, carried out in the Geomodel software. The results are compared with the existing a priori information on the facies differentiation of the area. Conclusions are drawn about the multiplicity of the specified electrofacies in the Stratimagic package, necessary to obtain the correct result, and the levels of transformant resistivity corresponding to the sediments of the West Yakutsk barrier reef.

Key words: electrical prospecting, electro-facial analysis, Vilyui syneclise, West Yakutsk reef.

Введение

Современные тенденции развития методик производства геологоразведочных работ, иногда, требуют применения новых методик исследований и интерпретации результатов. Все чаще в интерпретации геофизических исследований используется подход фациального районирования, рассматривающий геологический разрез не только с точки зрения стратиграфического деления. Понятие «фация», включает в себя отложения, образованные в определенный период геологической истории, и в определенных условиях осадконакопления. Смена фациальной обстановки, выражается в изменении литологического состава и фаунистических остатков в пределах одной стратиграфической единицы (свиты, горизонта, толщи) (Крашенинников Г. Ф. ,1971). В исследуемом районе, рядом исследований выделены фациальные зоны, ознаменованные сменой типов отложений с доломитовых карбонатных, юго-запада платформы, на глинистые, северо-востока (Сухов С.С., 2017). Переходная зона между ними – рифовые органогенные постройки. Известно, что соли обладают

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 218–222

высоким сопротивлением, по причине невозможности адсорбировать связанную воду, глинистые же отложения, имея ионно-ковалентную связь, отличаются низкими сопротивлениями. Изменение электрического сопротивление определяется характером кривой. Так, электрофациальный анализ, являющийся аналогом сейсмофациального, нацелен на районирование исследуемых площадей на фации, соответствующие определённому типу кривой ЗСБ.

Методика исследования

Для проведения электрофациального анализа использовались кривые ЗСБ, полученные на Ыгыатинской, Синской и Вилюйской площадях, распложенных вдоль южного и юго-западного бортов Вилюйской синеклизы. В первую очередь, был проведён электрофациальный анализ в пакете Stratimagic. Исходный полевой материал ЗСБ интегрируется в программный комплекс Stratimagic с помощью специализированных программ, разработанных обособленным подразделением АО «Росгеология» «Иркутское геофизическое подразделение», с заданным количеством электрофаций. Такой анализ подразумевает автоматическое фациальное районирование участка исследований по характеру изменения кривой в заданном интервале глубины (Кочукова В.А., Пашевин А.М, 2019). Заведомо известно, что регион включает 3 фациальные зоны с разными типами отложений и их петрофизическими свойствами, что должно отражаться на их электрической проводимости, сопротивлении, и самой кривой STauHTau, отображающей зависимость электрической проводимости S от глубины H. В качестве глубинных интервалов исследования использовались сейсмические границы. Исследование проводилось для единого массива данных, включающих 3 площади. Для верхнего-среднего кембрия использовались границы: Синская площадь – G3dj-G1in (джуктинская – иниканская свиты), Ыгыатинская – Cha – II (чаргольская – билирская свиты). Для нижнего, использована граница от кровли фундамента до кровли билирской и иниканской свит. На Вилюйской площади отложения среднего-верхнего кембрия не расчленены по результатам сейсморазведки. Для нижнего кембрия, количество фаций равнялось трём, включая карбонатную платформу, риф и депрессионный бассейн. Нижнекембрийские отложения Ыгыатинской площади не анализировались, в связи с глубиной отложений, превышающей 5 км. Для верхнего-среднего кембрия количество заданных электрофаций равнялось 7, с учётом 4 априорно-известных зон (карбонатной платформы, рифа, предрифовой и открытого бассейна) и запаса в 3 электрофации в связи с присутствием на Вилюйской и Ыгыатинской площадях эффекта ВПИ (вызванной индукционной поляризации). Исследование проводилось для единого массива данных, включающих 3 площади, из представления, что они находились в единой зоне палеособытий и палеоклимата.

Второй метод электрофациального районирования, основан на зависимости проводимости, сопротивления и мощности горизонта. При известных значениях мощности слоя, полученных по результатам сейсморазведки ΔH, и значение приращения суммарной продольной проводимости ΔS, взятого с кривой StauHtau в отрезке ΔH, по формуле (1), получается трансформантное сопротивление ρ для каждой кривой ЗСБ, используемое для построения карт.

$$\rho = H/\Delta S \quad (1)$$

Полученные сопротивления сохраняются в базу данных для каждого пикета ЗСБ, по которым в дальнейшем строится карта трансформантных сопротивлений.

Результаты

В результате исследования получены карты электрофаций и трансформантных сопротивлений. На картах трансформантных сопротивлений (рис. 1 а) просматривается фациальная зональность в области сочленения Вилюйской синеклизы и Аланской антеклизы, где для нижнего кембрия отмечается повышение сопротивления до 300 Ом*м по мере приближения к карбонатной платформе, для верхнего-среднего зона сопротивлений от 125 Ом*м картирует рифогенные постройки, от 70 Ом*м – предрифовая область. Помимо фациальной зональности, карты отображают области с присутствием эффекта вызванной индукционной поляризации (ВПИ) на Вилюйской и Ыгыатинской площадях (рис. 2), выражающегося в отрицательном приросте кривой StauHtau, в результате

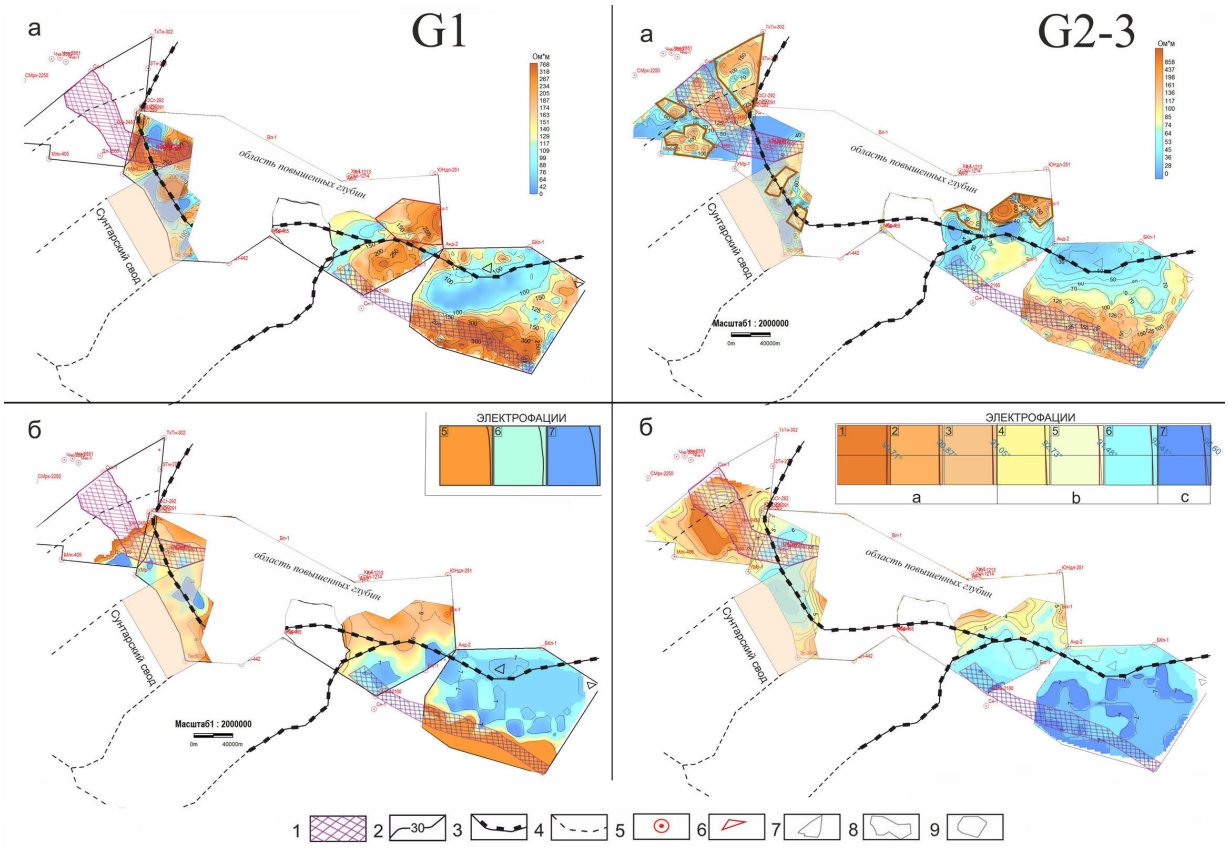


Рис. 1. **Результаты электрофациального анализа нижнего и верхнего-среднего кембрия: a – карты трансформантных сопротивлений, b – электрофациальный анализ Stratimagic.**

1 – априорная область развития рифов, 2 – изолинии сопротивлений/электрофаций, 3 – границы Вилюйской синеклизы и Алданской антеклизы, 4 – надпорядковые структуры, 5 – скважины глубокого бурения, 6 – области проявления ВПИ, 7 – Ыгыатинская площадь, 8 – Вилюйская пл., 9 – Синская пл.

Fig. 1. Results of electrofacies analysis of the Lower and Upper-Middle Cambrian: a – transformant resistance maps, b – Stratimagic electrofacial analysis.

1 – a priori area of reef development, 2 – isolations of resistors / electrofacies, 3 – boundaries of the Vilyui syneclise and Aldan anteclise, 4 – superorder structures, 5 – deep drilling wells, 6 – zones of influence of induction-induced polarization, 7 – Ygyatinskaya area, 8 – Vilyuiskaya area., 9 – Sinskaya area.

чего полученные сопротивления завышаются (Компаниец С.В. и др., 2019). Присутствие эффекта ВПИ осложняет процесс интерпретации, и устраняется на этапе подбора моделей для полевых кривых, проведения инверсии.

На картах электрофаций, полученных в программе Stratimagic (рис.1, б), карбонатная фациальная зональность отмечена только на Синской площади в интервале нижнего кембрия. В южной части площади закартирована фация карбонатной платформы, предрифовая и глубоководные фации не дифференцированы, что вероятно связано с недостаточным заданным количеством электрофаций. Интервал верхнего-среднего кембрия, также не отразил дифференциацию, полученную на карте трансформантного сопротивления, вероятно, вероятно под влиянием кривых Ыгыатинской площади, осложнённых ВПИ. Стоит отметить, что на картах трансформантного сопротивления, эффект отражается локально, так как нивелируется разнесенными точками, поскольку ВПИ в большей степени подвержены именно соосные пункты наблюдений. Таким образом, установлено что для получения адекватной картины распределения электрофаций, в случае использования пакета Stratimagic, необходимо проводить анализ для локальных территорий, с искусственно увеличенным количеством задаваемых электрофаций. С учётом вышесказанного, проведен анализ для

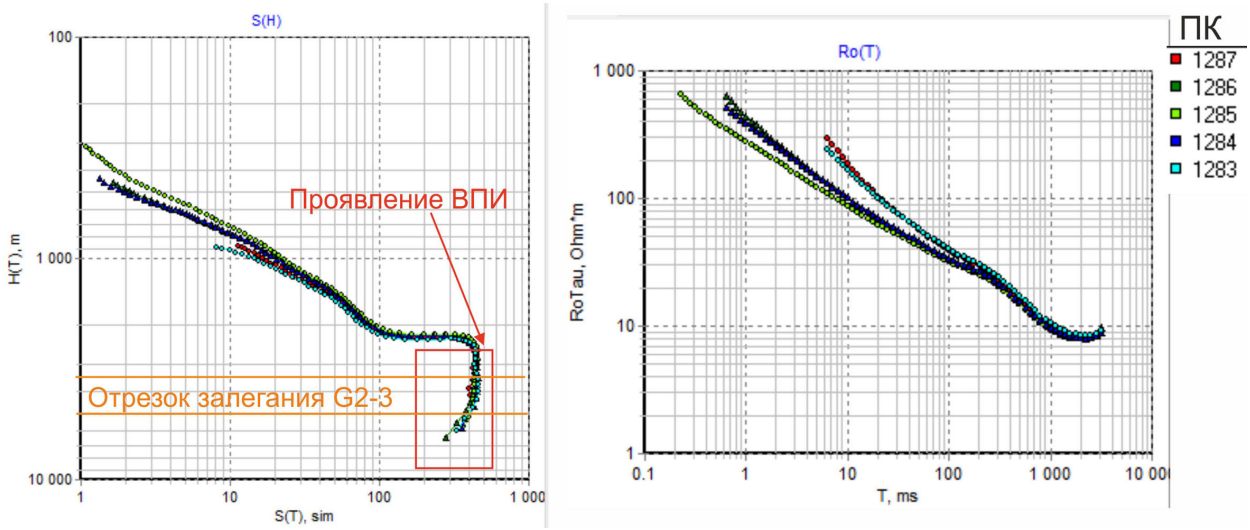


Рис. 2. Проявление ВПИ на кривых StauHtau и RhoTau на диполе Вилюйской площади.

Fug. 2. Manifestation of induction-induced polarization on the StauHtau and RhoTau curves on the dipole of the Vilyui area.

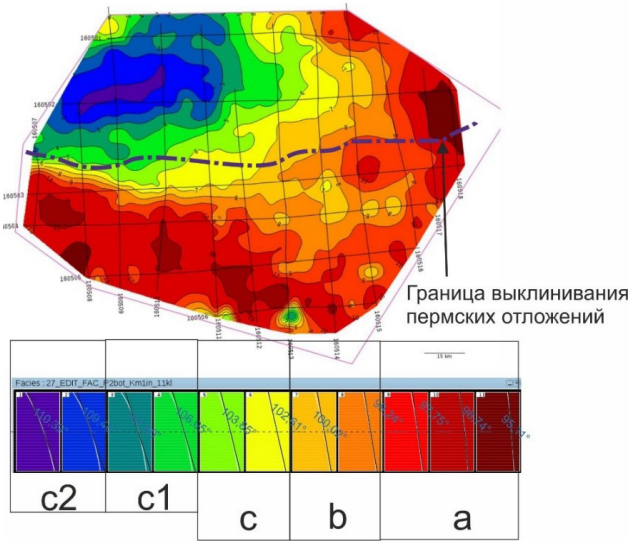


Рис. 3. Электрофациальное районирование Синской площади в пакете Stratimagic.

Fig. 3. Electrofacial zoning of Sinskaya area in the Stratimagic package.

Синской площади в интервале пермских отложений и верхнего-среднего кембрия (рис. 3). Количество задаваемых фаций увеличено до 11. В таких случаях, для дальнейшей корреляции с геолого-геофизической информацией, имеет смысл осуществлять группировку фаций.

В работе предложена группировка по принципу границ наибольших отклонений углов касательных к участкам кривых. Среднее отклонение составило 1.38 °. Так, значительным отклонением можно положить значение, превышающее 2 °. Учитывая влияние пермских проводящих отложений на севере, фация с, выделяемая как глубоководная, включает фации «с 1» и «с 2», отличающиеся проводимостью, за счет верхней части разреза. Фация «с» и «b», относятся к областям сноса построек, и отличаются по причине разных коллекторских свойств. Фация «а» выделена как карбонатная, обладает наименьшим углом касательной к кривой StauHtau, и соответственно, наиболее высокоомная.

Выводы

На участках южного борта Вилюйской синеклизы, по результатам комплексного электрофациального анализа, закартирована область фациального перехода от глубоководных глинистых отложений к карбонатным. Наиболее достоверные результаты получены методом построения карт трансформантных сопротивлений, с помощью которого выделена зона сноса средне-верхнекембрийских отложений в области сочленения Алданской антеклизы и Вилюйской синеклизы, выделенная уровнем сопротивления от 70 до 125 Ом*м.

Электрофациальное районирование программой Stratimagicв пределах трёх площадей, не отображает реальной фациальной картины, вероятно, в связи с влиянием эффекта ВПИ на используемые соосные пункты наблюдения Ыгыатинской и Вилюйской площадей и недостаточным за-

данным количество электрофаций Таким образом, установлено, что подобный анализ следует проводить на локальных участках без влияния эффекта ВПИ, с искусственным увеличением количества предполагаемых фациальных зон. В дальнейшем, увеличенное количество фаций может быть сгруппировано по принципу установки границ наибольших отклонений углов касательных к участкам кривых.

Можно подытожить, что метод построения карт трансформантных сопротивлений наиболее прост в использовании и применителен для дальнейшей интерпретации данных, поскольку выходным значением являются трансформантные сопротивления, также определяющие участки осложнённого полевого материала, отличающиеся своей локальностью от аномалий, вызванных фациальными разностями.

Литература

1. Компаниец С.В., Кожевников Н.О., Мурзина Е.В., Емельянов В.С. Интерпретация данных зондирования становлением поля в ближней зоне с учетом индукционно-вызванной поляризации при площадных нефтегазопоисковых исследованиях на юге Сибирской платформы // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2019. Т. 42. № 2. С. 151–164. DOI: 10.21285/2541-9455-2019-42-2-151-164.
2. Кочукова В.А., Пашевин А.М. Методика интерпретации электромагнитных зондирований в геоэлектрических условиях юга Сибирской платформы (электрофациальный анализ) // Науки о Земле и недропользование. 2019. Т. 42. №. 2 (67). С. 165–175.
3. Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях. Учеб. пособие. М. Изд-во: Высшая школа. 1971. 368 с.
4. Стогний В.В., Коротков Ю.В. Поиск кимберлитовых тел методом переходных процессов // Новосибирск. Изд-во: Малотиражная типография D. 2010. Т. 2. С. 2010. 121 с.
5. Сухов С.С. О роли фациально-седиментологических критериев в реконструкции кембрийских палеобассейнов востока Сибирской платформы // Современные проблемы седиментологии в нефтегазовом инжиниринге: труды III Всероссийского научно-практического седиментологического совещания, 10-12 апреля 2017. Томск. С. 209–214.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 223–226

Типоморфные особенности клинопироксенов в породах интрузий норильского типа

Крылов И.О.
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, ikrylov46@gmail.com

Аннотация. Приведены обобщенные данные о химическом составе и типоморфных особенностях клинопироксенов различных горных пород в составе интрузий норильского типа, показаны результаты исследования клинопироксенов различных норильских дифференциатов методом Фурье-ИК-спектрометрии. Установлена закономерность изменения графиков ИК-спектра с изменением содержания компонентов-примесей в клинопироксенах.

Ключевые слова: Пироксены, Норильская металлогеническая провинция, Талнахский рудный узел, Норильский рудный узел, химический состав.

Typomorphic features of clinopyroxenes in rocks of the Norilsk type intrusions

Krylov I.O.
Lomonosov Moscow State University, Moscow, ikrylov46@gmail.com

Abstract. Generalized data on the chemical composition and typomorphic features of clinopyroxenes of various rocks in the composition of Norilsk-type intrusions are presented, and the results of the study of clinopyroxenes of various Norilsk differentiates by Fourier-IR spectrometry are shown. The regularity of changes in the graphs of the IR spectrum with changes in the content of impurity components in clinopyroxenes is established.

Key words: Pyroxenes, Norilsk metallogenic province, Talnakh ore field, Norilsk ore field, chemical composition.

Введение

Пироксены – главные и наиболее распространенные фемические минералы в габбро-долеритах интрузий Норильского типа. Они представлены как ромбическими, так и моноклинными разновидностями. Наиболее широким распространением пользуются клинопироксены. Ортопироксены встречаются преимущественно в породах, обогащенных оливином (Годлевский, 1959).

В разрезах изотропных интрузий содержание минерала практически постоянно, а с увеличением степени дифференциации в магматических телах проявляется разная степень распределения пироксена (Рябов и др., 2001). В интрузиях норильского типа это проявляется наиболее отчётливо – максимум концентрации пироксена приходится на среднюю часть дифференцированной серии пород.

Клинопироксены из габбро-долеритов расслоенной серии представлены авгитом, а в основных пегматоидах – бронзитом и гиперстеном (Никулин и др., 2020).

Железистость клинопироксена возрастает от центра к периферии зерен. Для богатых оливином габбро-долеритов рудоносных интрузий, характерно появление зональных кристаллов клинопироксена различных цветов: от богатых хромом зеленых до обогащенных титаном бурых разновидностей (Золотухин и др., 1981). Повышение железистости клинопироксена происходит снизу – вверх по разрезу, в направлении от высокомагнезиальных дифференциатов к железистым. Это проявлено как в пространстве – от центра к периферии зональных кристаллов, так и во времени от ранних фаз к поздним. Общий диапазон колебания железистости клинопироксенов рудоносных интрузий составляет 40 ат. % (от 17 до 57 ат. %).

Состав клинопироксенов рудоносных дифференцированных интрузий в ряду пород от пикритовых к безоливиновым габбро-долеритам изменяется с уменьшением в их составе содержаний Al_2O_3, Cr_2O_3, CaO, MgO и увеличением SiO_2, TiO_2, суммы $FeO+Fe_2O_3$ и Na_2O+K_2O (Золотухин и др., 1981). Зеленые клинопироксены пикритовых габбро-долеритов с высокой рудоносностью в сравнении с

безрудными характеризуются минимальной для клинопироксенов из траппов железистостью, наиболее высоким содержанием глинозема, хрома и кальция.

В 2020 году коллективом кафедры геологии геохимии и экономики полезных ископаемых (Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова), с целью изучения типоморфных особенностей породообразующих минералов, были проведены исследования, базирующиеся на более, чем 500 Фурье-ИК-спектров клинопироксенов с заверкой их химического состава методом рентгеноспектрального микроанализа. Были изучены клинопироксены из оливинсодержащих габбро-долеритов, оливиновых габбро-долеритов и пикритовых габбро-долеритов в скважинах: ОМ-4, ОМ-5, ОМ-20 и ОМ-24 (Хараелахская интрузия, северная часть), ПЛ-7, ПЛ-9, ПЛ-24, ПЛ-54, ПЛ-40, ПЛ-41, ПЛ-42, ОУГ- 2 (центральная часть Хараелахской интрузии), СФ-7, а также ЗФ-7 (западный фланг Хараелахской интрузии).

Методы исследования

Исследование проводилось на ИК-Фурье микроскопе Nicolet-380 с ИК-Фурье микроскопом Centaurus компании THERMO Scientific (США) и ИК-Фурье-спектрометре VERTEX 70 с модулем комбинационного рассеяния RAM II в диапазоне волновых чисел 650-4000 $см^{-1}$ и 400-4000 $см^{-1}$. Для разделения породообразующих минералов габбро-долеритов, применялся метод гравитационного разделения зерен минералов в тяжелых жидкостях. После получения трех различных по плотности фракций, производилась выборка исследуемых зерен под бинокуляром. Кроме стандартных проб в виде порошка (аналитической пудры), в анализе участвовали плоскопараллельные пластины, толщиной 0.1-0.2 мм, с целью изучения зональности в составе минеральных зерен и объеме породы, а также в качестве дополнительной заверки полученных результатов. Несмотря на удобство, метод пластин требует больших затрат времени на изготовление пластин, по сравнению с временем анализа отдельных обломочных зерен. Также данный метод является неприменимым для анализа акцессорных минералов, в связи с их малым содержанием в породе и низкой вероятностью попадания в препарат.

Результаты

В результате работы выявлены закономерности в основных породообразующих минералах, в частности, типоморфные особенности клинопироксенов в различных дифференциатах Норильского рудного узла. На примере клинопироксенов из дифференциатов Хараелахской интрузии установлено, что в наиболее распространенным клинопироксеном является авгит с содержанием Ca от 20 до 45 м. %. Вторым по распространению является пижонит (табл. 1).

Таблица 1. Процентная доля различных клинопироксенов в изученных образцах.
Table 1. Percentage of various clinopyroxenes in the studied samples.

Минерал	Количественное соотношение (в %)
Авгит	67
Пижонит	15
Диопсид	4
Геденбергит	2
Прочие	12

Согласно литературным данным, полосы поглощения в диапазоне 400-600 $см^{-1}$ связаны с колебаниями Si-O и валентными колебаниями металл-кислород, полосы 880-670 $см^{-1}$ и 1120-900 $см^{-1}$ вызваны валентными и деформационными колебаниями в цепочках Si_2O_6 (Hamilton, 2000). Для авгита из изученных габбро-долеритов характерны идентификационные линии поглощения (табл. 2, рис. 1), почти полностью совпадающие с эталонными полосами поглощения из литературных данных, опубликованных ранее.

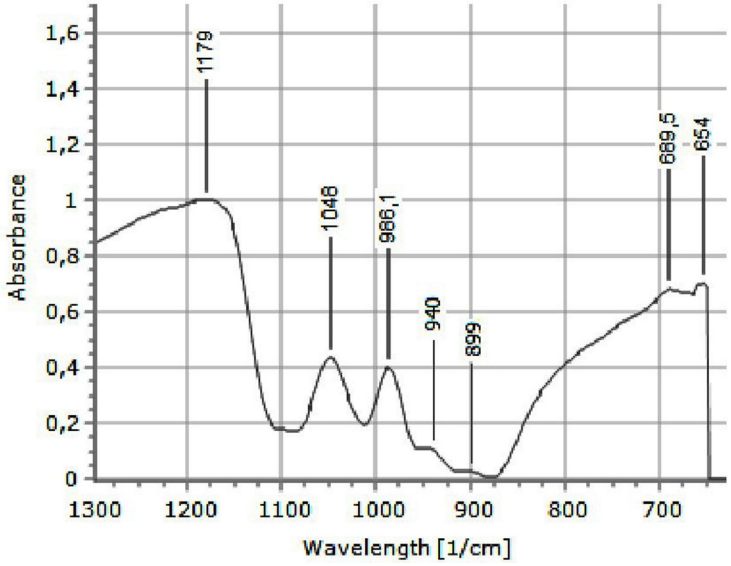


Рис. 1. Идентификационные линии поглощения эталонного авгита, обр. ЗФ-116-4 – пикритовый габбро-долерит (Никулин И.И. и др., 2020).

Fig. 1. Identification absorption lines of reference augite, sample ZF-116-4 – picrite gabbro-dolerite (Nikulin I.I. et al., 2020).

Таблица 2. Сравнение интерференционных линий поглощения (ИЛП) авгитов с эталонными ИЛП клинопироксенов по Hamilton, 2000 (см$^{-1}$).

Table 2. Comparison of interference absorption lines (ILL) of augites with reference ILI of clinopyroxenes according to Hamilton, 2000 (cm-1).

Номер пробы	Wo En/En+Fs	ИЛП-1 1120-1077 (1102)	ИЛП-2 961-937 (955)	ИЛП-3 970-875 (915)	ИЛП-4 (-)	ИЛП 5 (-)	ИЛП-6 (-)	ИЛП-7 560-505-543	ИЛП-8 489-464 (477)
ПР 7.1.3.8	42.2/0.7	1071	969	911*	871	675	636	513	477
210.1.3.2	38.4/0.8	1070	968	915	866	674*	631	511	472
210.2.3.3	35.7/0.8	1068	970	918	873	673	637	507	473
210.3.3.5	33.9/0.8	1070	966	919	871	675	639	510	473
210.3.3.5	33.5/0.8	1071	970	916*	873	674	638	51	480
210.3.3.6	29.8/0.7	1073	970	921	874	673	635	512	480
210.2.3.4	29.4/0.8	1074	973	915	875	673	635	512	477
210.3.3.1	24.8/0.8	1072	969	917	872	674	635	510	476
Среднее	33.1/0.7	1073	970	918	873	674	635	511	476

*Среднее значение рассчитано по всей выборке. * – нечеткие пики.

При волновых числах свыше 1100 см-1, в ИК спектрах отмечается пик 3400 см$^{-1}$. По данным предыдущих исследователей (Yang, Xia, Zhang, 2015), этот пик зависит от температуры кристаллизации минерала, так как связан с колебанием ОН-групп. В изученных авгитах данный пик находится в диапазоне 3450-3440, что указывает на высокую температуру образования авгитов (рис. 2).

Статистическое обобщение полученных по спектрам данных позволяет выявить зависимость графика ИК-спектра от примесей. В исследуемых образцах отмечается большее содержание магния по отношению к железу. Все изученные авгиты имели повышенные содержания магния по сравнению с железом, значимых изменений ИЛП авгитов с увеличением содержания кальция не наблюдалось.

Пижониты имеют характерные линии поглощения, отличающиесяот остальных членов группы клинопироксенов. Пижонит имеет ИЛП в промежутке от 1100 до 1000 см$^{-1}$, с большими допуска-

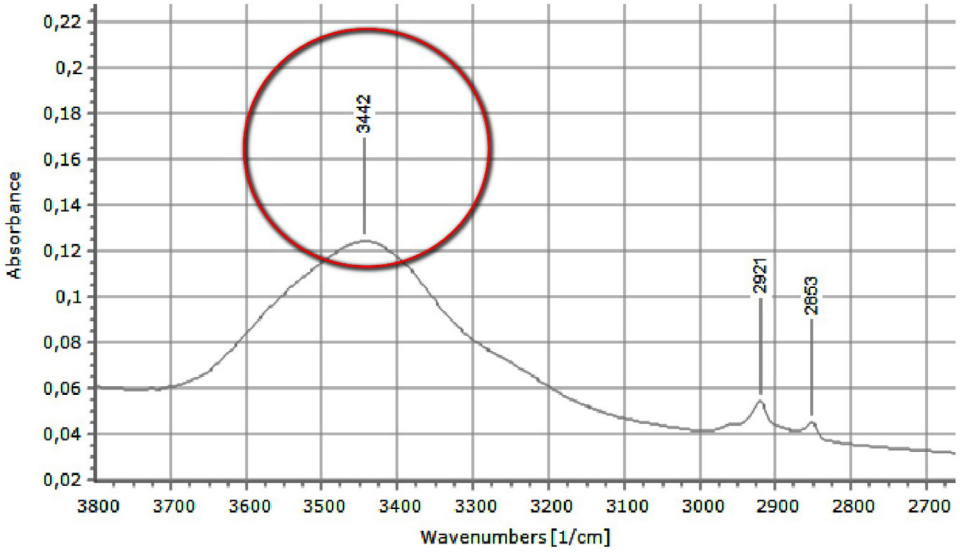


Рис. 2. Пик 3442 в структуре авгита. Fig. 2. Peak 3442 in the augite structure.

ми от образца к образцу. ИЛП-3 находится в районе 950-940 $см^{-1}$ со следующим за ним ИЛП-4 в диапазоне 875-887 $см^{-1}$

Диопсиды и геденбергиты в выборке были представлены крайне незначительным количеством образцов для того, чтобы делать на их основе далеко идущие выводы. Имеющиеся данные позволяют утверждать, что диопсиды с небольшим допуском имеют все ИЛП авгитов за исключением ИЛП-5, в то время как геденберниты не имеют ИЛП-2,3 и 4: они представлены единственным пиком в районе 1100-1080 см-1.

ИК-спектры клинопироксенов в кристаллах и пластинках имеют ряд определенных отличий. Почти все ИЛП в пластинах совпадают с ИЛП в порошках, со сдвигом до +30 $см^{-1}$.

Изучение примесей и особенностей химического состава пироксенов Хараелахской интрузии возможно при обширном исследовании ИК-спектров с микрозондовым и структурным исследованием образцов пород, из которых производился отбор. В этом случае с крайне высокой вероятностью возможно установление корреляций между содержанием примесей в породообразующих минералах и рудоносностью.

Литература

1. Геология Норильской металлогенической провинции (под ред. И.И. Никулина) ПАО «ГМК «Норильский никель». М. Изд-во: МАКС Пресс. 2020. 524 с.
2. Золотарёв А.А., Аплонов В.С. Особенности химического состава плагиоклазов в горных породах Талнахского рудного узла (северо-запад Сибирской платформы) // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2014. Вып. 3. С. 25–31.
3. Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск. Изд-во: Наука. 1975. 436 с.
4. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометальных руд. Спб. Изд-во: СпбГУ. 2003. 487 с.
5. Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. Петрология траппов. Новосибирск. Изд-во: Нонпарель. 2001. Т. 1. 408 с.
6. Никулин И.И., Радько В.А., Самсонов А.А., Вильданов Д.И., Коршунов Д.М., Крылов И.О. (под общ. ред. В.И. Старостина). Топоминералогическое картирование интрузий Норильского района по данным инфракрасной спектроскопии: Методическое пособие. М. Изд-во: ВНИИ- геосистем. 2020. 108 с.
7. Yang Xia, Zhang High quantum-yield luminescent MoS_2 quantum dots with variable light emission created via direct ultrasonic exfoliation of MoS_2 nanosheets // RSC Advances. 2015. 115 P. https://doi.org/ 10.1039/ C5RA19201C.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 227–232

Исследование структурных и сорбционных свойств глауконита

Кузнецова Е.В.
Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева КНЦ РАН, Апатиты, m.maslova@ksc.ru

Аннотация. Изучены структурные особенности глауконита месторождения Центральное (Тамбовская обл.). Методами химического анализа, РФА и ИК-спектроскопии показано, что преобладающим катионом в октаэдрической позиции минерала является Fe(III), что свидетельствует о малой дефектности в октаэдрах. Вместе с тем, измененность глауконита подтверждается пониженным содержанием калия и магния и в межслоевом пространстве. Изучена сорбционная способность глауконита по отношению к катионам тяжелых металлов и построен ряд селективности: $Zn^{2+}>Mn^{2+}>Cu^{2+}>Co^{2+}>Ni^{2+}$.

Ключевые слова: глауконит, растворение минерала, сорбционные свойства, тяжелые металлы.

Study of the structural and sorption properties of glauconite

Kuznetsova E.V.
I.V. Tananaev Institute of Chemistry and Technology of Rare Elements and Mineral Raw Materials of the Russian Academy of Sciences Kola Science Center, Apatity, m.maslova@ksc.ru

Abstract. The structural features of glauconite from the Central deposit (Tambov region) have been studied. Based on chemical analysis, XRD, and IR spectroscopy it have been shown that the predominant cation in the octahedral sites of the mineral is Fe(III), which indicates a low defectiveness in the octahedra position of glauconite. At the same time, the alteration of glauconite is confirmed by a low content of potassium and magnesium in the interlayer region. The sorption capacity of glauconite in relation to heavy metal cations in the batch system followed the order: $Zn^{2+}>Mn^{2+}>Cu^{2+}>Co^{2+}>Ni^{2+}$.

Key words: glauconite, mineral dissolution, sorption properties, heavy metal ions.

Введение

Глауконит – природный минерал, водный алюмосиликат железа, относящийся к группе диоктаэдрических гидрослюд однослойной полиморфной модификации с общей формулой: $K(Mg, Fe, Al)[AlSi_3O_{10}](OH)_2$. Основной элемент структуры – трехслойный пакет, в котором между двумя алюмокремнекислородными тетраэдрами $[AlSi_3O_{10}]^{4-}$ располагается слой октаэдров. Трехслойные пакеты связываются между собой межслоевым калием, который частично замещен на воду (Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях, 1971). Благодаря специфической морфологии, структурным особенностям и химическому составу глауконит проявляет ионообменную способность и каталитические свойства, которые определяют его применение.

Глауконит Саратовского месторождения в период с 1936 по 1948 гг. применялся на различных теплоэлектростанциях страны для снижения жесткости воды с регенерацией до 500 раз/год. Опытные испытания минерала в качестве адсорбента показали, что при использовании активированного глауконита месторождения Хмельнитчины (Украина) для очистки загрязненных вод практически полностью удаляются соединения железа и аммиака, на порядок снижает содержание нефтепродуктов (Вигдорович и др., 2016).

Установлена высокая эффективность глауконита при очищении воды от солей тяжелых металлов, ряда органических и неорганических композиций (Hao, Tsai, Huang, 1987; Martemianov и др., 2020; Naghipour и др., 2018; Shmandiy и др., 2020; Вениг и др., 2017). Можно использовать глауконит при очистке радиоактивных стоков (Bruneel и др., 2020; Stefanova, 1999). Исследованиями Ю.А. Кацнельсона с сотрудниками (Кацнельсон, Алексаньян, Волошина, 1981) установлено, что глаукониты месторождений Ростовской области являются ионообменными избирательными поглотителями долгоживущих радиоактивных изотопов Cs-137, Sr-90 и могут быть использова-

ны для дезактивации сточных вод с повышенной радиоактивностью. В результате очистки суммарная β-активность снижается на два порядка.

Целью настоящих исследований являлось определение сорбционной способности глауконита месторождения Центральное к извлечению из растворов ионов тяжелых металлов.

Методы и объекты исследования

В качестве объекта исследований был выбран глауконит месторождения Центральное (Тамбовская обл.), который является минеральной составляющей легкой фракции рудных песков. Среднее содержание глауконита в песках месторождения составляет 49 кг·м$^{-3}$. Представленная проба представляет собой тонкоизмельченную фракцию минерала (менее 0.1 мм), удельный вес – 2.8 г·см$^{-3}$, твердость по минеральной шкале – 3, слабомагнитный.

Для определения растворимости элементов минерала навеску материала помещали в раствор с заданным значением pH, которое устанавливали, добавляя растворы 0.1 N HCl или 0.05 N NaOH. Суспензию глауконита (10 г·л$^{-1}$) перемешивали в течение 24 ч при комнатной температуре и фильтровали через мембранный фильтр с размерами пор 0.45 мкм. Жидкую фазу анализировали с помощью атомно-адсорбционного спектрометра Perkin-Elmer 3100 (относительная погрешность измерения ±3 %).

При изучении сорбции выбранных ионов в статических условиях 0.5 г глауконита заливали растворами хлоридов металлов концентрации 0.01-1г·л$^{-1}$ при соотношении твердой и жидкой фаз 1:200 и выдерживали при температуре 22 °С и периодическом перемешивании до состояния равновесия. Величина pH исходных водных растворов составляла 5-5.5. После отделения минеральной части равновесная жидкая фаза анализировалась на содержание сорбата с использованием спектрофотометра Perkin-Elmer FT-IR 200 spectrometer. На основании полученных результатов рассчитывали емкость сорбента по определяемому иону (ммоль·г$^{-1}$).

Содержания элементов в растворах определяли методом плазменной эмиссионной спектроскопии на спектрометре Shimadzu ICPE-9000 после растворения взвешенного количества образца в смеси HF, HNO_3 и HCl. Дифрактограммы получали на дифрактометре Shimadzu D6000 с монохромным Cu-Kα излучением (λ = 1.5418 Å). Поверхностные свойства минерала определяли по методу БЭТ с помощью анализатора поверхности ASAP 2000. Инфракрасные спектры образцов были получены на спектрометре Nicolet 6700. SEM-изображения были получены с использованием сканирующего электронного микроскопа SEMLEO-420.

Результаты и обсуждение

Химический состав глауконита месторождения Центральное, % мас.: SiO_2 – 52.5; Al_2O_3 – 9.2; MgO – 1.9; Fe_2O_3 – 18.2; FeO – 1.0; CaO – 1.8; K_2O – 3.7; Na_2O – 0.2; MnO – 0.03; P_2O_5 – 1.1; TiO_2 – 2.0; ZrO_2 – 0.12; кварц – 16.7.

Рентгенофазовый анализ глауконита (рис. 1) показал, что для исследуемого минерала характерны основные отражения с межплоскостными расстояниями d = 4.2, 3.09, 3.33, 2.58 Å которые являются определяющими для однослойной полиморфной модификации слюд типа 1M (Burst, 1958). Принадлежность минерала к политипу 1M позволяет рассчитать кристаллохимическую формулу глауконита на 12 анионов по методу Соболева (Соболев, 2007): $K_{0.32}Na_{0.02}Ca_{0.13}(Al_{0.12}Fe^{III}_{0.61}Fe^{II}_{0.1}Mg_{0.46})(Al_{0.6}Si_{3.4}O_{10})(OH)_2 \cdot nH_2O$.

Глауконит характеризуется сложным составом октаэдров, в который входят три главных элемента Al, Fe, Mg. Межслоевые промежутки заполняются калием, натрием и кальцием, которые являются обменными катионами. Согласно структурной формуле преобладающим катионом в октаэдрической позиции является Fe(III), что свидетельствует о малой дефектности в октаэдрах. Вместе с тем, измененность глауконита подтверждается пониженным содержанием калия и магния и повышенным содержанием железа(III).

На ИК спектрах образца (рис. 2) обнаружена одна сильная полоса поглощения при 1072 см$^{-1}$, относящаяся к валентным колебаниям Si-O связей, проявляются три полосы деформационных колебаний Si-O-Me$^{2+,(3+)}$ с максимумами 440, 470, 518 см$^{-1}$. а полоса Al-OH, приходящаяся на 920 см$^{-1}$

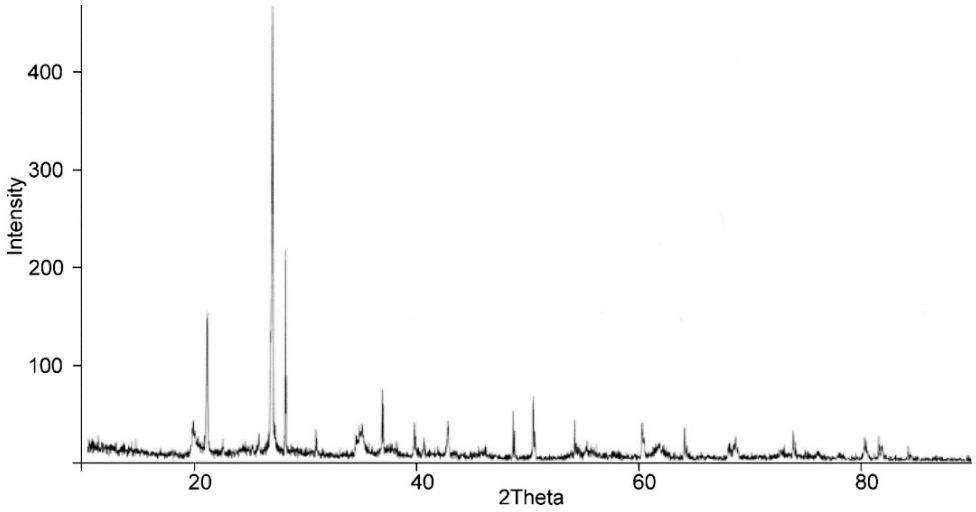


Рис. 1. РФА глауконита. Fig. 1. XRD pattern of glauconite.

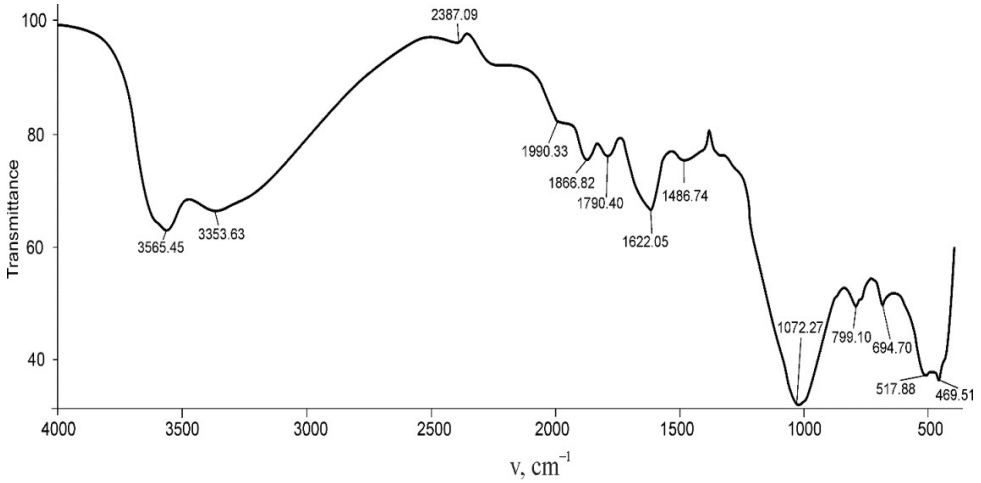


Рис. 2. ИК спектр глауконита. Fig. 2. FTIR spectrum of glauconite.

отсутствует, что объясняется преобладанием железа (III) в октаэдрическом слое. Преобладание железа в октаэдрическом слое проявляется и в области валентных колебаний OH^- групп (3600-3000см$^{-1}$). Интенсивность первой полосы с максимумом в области 3565 см$^{-1}$, относящейся к колебаниям HO-Fe^{3+} значительно выше, чем колебания в области 3353 см$^{-1}$, характеризующей HO-Al связи. При нагревании минерала характер спектров сохраняется, но изменяется интенсивность линий, относящаяся к колебаниям Si-O-$Me^{2+,(3+)}$ по мере изменения соотношения Fe^{2+}:Fe^{3+}.

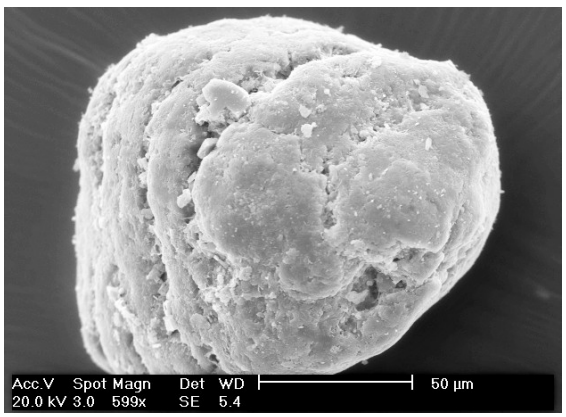


Рис. 3. SEM-изображение зерна глауконита.
Fig. 3. SEM-image of glauconite particle.

Микрофотография глауконита (рис. 3), полученная с помощью сканирующего электронного микроскопа, позволяет оценить морфологию минерала. Очевидно, что зерно глауконита имеет достаточно правильную окатанную форму с выкрошенными по трещинам краями, что может свидетельствовать о начальных процессах развития монтмориллонизации. Наблюдаемое радиальное расположение пластин позволяет отнести зерна минерала к сферолитам.

Использование глинистых минералов в качестве сорбентов осложнено процессами их частичного растворения, что вызывает опасность вторично-

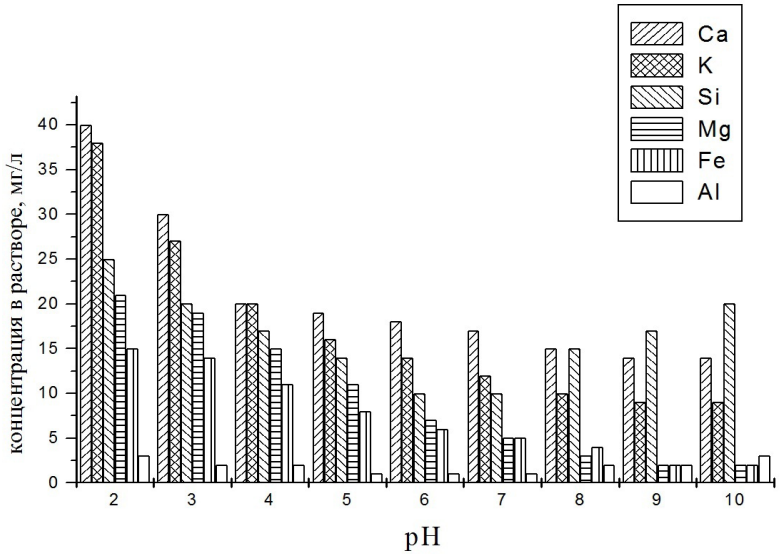


Рис. 4. Концентрация структурообразующих катионов в растворе в зависимости от pH среды.

Fig. 4. Effect of pH on dissolution of glauconite in aqueous medium.

го загрязнения очищаемой воды структурообразующими катионами минерала. Поэтому предварительно проверили растворение глауконита при различных pH среды (рис. 4).

Согласно приведенным данным на рисунке 5, наибольшее выщелачивание структурообразующих катионов глауконита наблюдается для межслоевых Ca^{2+} и K^{+} в кислой области pH, поскольку контролируется ионным обменом между катионами и протоном. При переходе в щелочную область выход межслоевых катионов постепенно уменьшается и не изменяется при pH > 8. Для алюминия и кремния минимальная степень выщелачивания приходится на нейтральную область pH, что отражает их амфотерные свойства. В целом, зависимость растворения минерала от pH среды это комбинация поведения поверхностных центров. Для глауконита железо и магний-гидроксильные центры сосредоточены на краях, а силоксановые и алюминольные центры оккупируют базальный план. Они имеют различные позиции в кристаллической структуре, и следовательно, обладают различной энергией активации растворения. Поверхность оксидов характеризуется определенным значением pH точки нулевого заряда ($pH_{т.н.з.}$). Для SiO_2 и Al_2O_3 эти величины 2 и 9.1 соответственно (Parks,

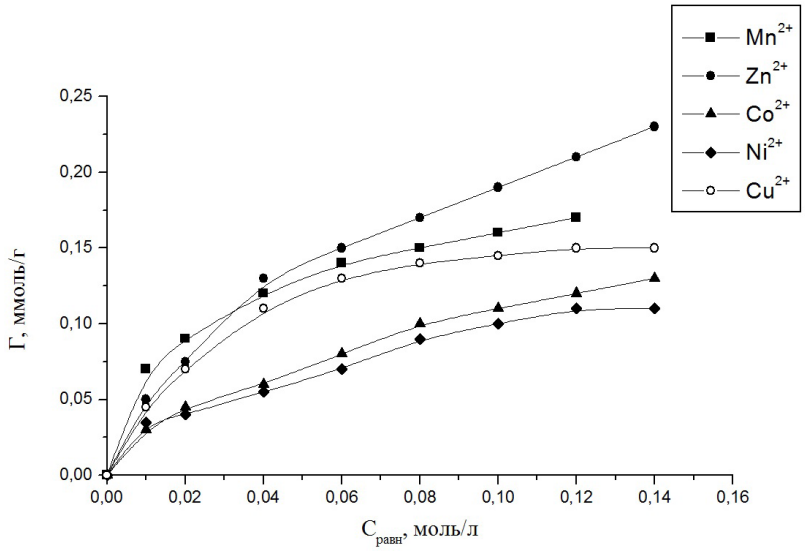


Рис. 5. Изотермы сорбции ионов металлов на глауконите.

Fig. 5. Sorption isotherms of studied metal ions on glauconite.

1965). Это означает, что в кислой области pH алюминиевые поверхностные центры строго протонированы (> Al-OH_2^+) и более реакционноспособны, чем незаряженные кремниевые поверхностные центры (> Si-OH). В щелочной области pH главную роль играют депротонированные > SiO^- группы. Следовательно, растворение тетраэдрических слоев глауконита в зависимости от pH среды определяется двумя процессами: в кислой области растворение лимитировано выщелачиванием кремния, в щелочной – выщелачиванием алюминия. Поведение октаэдрических катионов можно проследить на примере железа и магния. Точка нулевого заряда для Fe_2O_3 – 8.5, для MgO – 12.3 (Parks, 1965) и поэтому выщелачивание октаэдрических катионов наиболее активно протекает в кислой области pH. При переходе в нейтральную и щелочную область на поверхности слюды доминируют неактивные > FeOH и > MgOH комплексы и выщелачивание катионов резко снижается. Повышенная миграционная способность октаэдрических катионов в кислой среде свидетельствует о том, что в октаэдрических слоях связь катионов с кислородом более слабая, чем в тетраэдрических слоях. Поскольку октаэдрические позиции структурно неэквивалентны, то обладают различной энергией. Скорость выщелачивания октаэдрических катионов коррелируется с их ионным радиусом и степенью октаэдрического заполнения. Близость ионных радиусов железа и магния (78 и 72 Å) и их положение в слоевой структуре предполагает конгруэнтное растворение этих компонентов. Более быстрое растворение магния по сравнению с железом определяется энергией активации поверхностного комплекса (Wieland, Wehrli, Stumm, 1988). Очевидно, что сорбционные свойства минерала будут определяться как ионообменными реакциями, так и реакциями поверхностного комплексообразования. В нейтральной и щелочной области pH поверхность минерала заряжена отрицательно и может присоединять положительно заряженные катионы из растворов. В кислой области pH поверхность заряжена положительно, и, следовательно, доминирующими будут ионообменные реакции.

Сорбционная способность глауконита изучалась по отношению к ионам тяжелых металлов. Для исследований были выбраны катионы Zn (II), Mn (II), Cu(II), Co(II), Ni(II).

Как видно из представленных результатов (рис. 5), исследуемый материал обладает хорошей сорбционной способностью по отношению к выбранным ионам. Количество поглощенного катиона металла закономерно увеличивается по мере возрастания его содержания в исходном растворе. Судя по показателю степени сорбции, исследуемый ионит обеспечивает практически полную очистку от ионов металлов в растворах с исходной концентрацией до 10 мг·$л^{-1}$. Полученные данные позволяют установить ряд селективности для выбранных катионов металлов на глауконите: Zn^{2+}>Mn^{2+}>Cu^{2+}>Co^{2+}>Ni^{2+}.

Выводы

Рассмотрены структурные особенности, физико-химические и сорбционные свойства глауконита месторождения Центральное. Методами химического анализа, РФА и ИК-спектроскопии показано, что преобладающим катионом в октаэдрической позиции минерала является Fe(III), что свидетельствует о малой дефектности в октаэдрах. Вместе с тем, измененность глауконита подтверждается пониженным содержанием калия и магния и повышенным содержанием железа (III). Показано, что наибольшее выщелачивание структурообразующих катионов глауконита наблюдается в кислой области pH. Исследуемый материал обладает хорошей сорбционной способностью по отношению к катионам тяжелых металлов металлам. Установлен ряд селективности для выбранных катионов металлов на глауконите: Zn^{2+}>Mn^{2+}>Cu^{2+}>Co^{2+}>Ni^{2+}.

Литература

1. Вениг С.Б., Чернова Р.К., Сержантов В.Г., Сплюхин В.П., Переспелова М.А., Селифонова Е.И., Наумова Г.Н. Определение сорбционных характеристик глауконита при извлечении фармацевтического препарата из водных сред // Вестник Московского университета. 2017. № 58 (5). С. 260–66.
2. Вигдорович В.И., Цыганкова Л.Е., Филиппова О.Б., Шель Н.В., Есина М.Н., Фролов А.И. Глауконит как экологически безопасный сорбент для умягчения питьевой и питательной котельной воды // Химическая Технология. 2016. № 3 (17). С. 129–37.
3. Кацнельсон Ю.Я., Алексаньян О.М., Волошина А.М. Глауконитсодержащие микроконцентрации как поглотители радионуклидов // Минералогия и Геохимия Глауконита. 1981. С. 80–89.

4. Соболев В.С. Введение в минералогию силикатов. 2-е изд. Новосибирск. Изд-во: Гео. 2007. 229 с.
5. Яншин А.Л. Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М. Изд-во: Наука. 1971. 199 с.
6. Bruneel Y., Van Laer L., Brassinnes S., Smolders E. Radiocaesium sorption on natural glauconite sands is unexpectedly as strong as on Boom Clay // Science of The Total Environment. 2020. 720. 137392. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.137392.
7. Burst J.F. Mineral heterogeneity in «glauconite» pellets // The American Mineralogist. 1958. V. 43. P. 481–97.
8. Hao O.J., Tsai C.M., Huang C.P. The removal of metals and ammonium by natural glauconite // Environment International. 1987. V. 13 (2). P. 203–12.
9. Martemianov D., Plotnikov E., Rudmin M., Tyabayev A., Artamonov A., Kundu P. Studying glauconite of the Bakchar deposit (Western Siberia) as a prospective sorbent for heavy metals // Journal of Environmental Science and Health, Part A. 2020. V. 55 (11). P. 1359–65. https://doi.org/10.1080/10934529.2020.1794686.
10. Naghipour D., Taghavi K., Ashournia M., Jaafari J., Movarrekh R.A. A study of Cr(VI) and NH_4^+ adsorption using greensand (glauconite) as a low-cost adsorbent from aqueous solutions // Water and Environment Journal. 2018. V. 34 (1). P. 45–56. https://doi.org/10.1111/wej.12440.
11. Parks G.A. The isoelectric points of solid oxides, solid hydroxides, and aqueous hydroxo complex systems // Chemical Reviews. 1965. V. 65. P. 177–83.
12. Shmandiy V., Rigas T., Kharlamova O., Bezdeneznych L. Research of adsorption properties of glauconite-based composite adsorbents // Journal of Ecological Engineering. 2020. V. 21 (6). P. 147–54. https://doi.org/10.12911/22998993/123245.
13. Stefanova I.G. Natural sorbents as barriers against migration of radionuclides from radioactive waste repositories // Natural Microporous Materials in Environmental Technology. 1999. 362. P. 371–79.
14. Wieland E., Wehrli B., Stumm W. The coordination chemistry of weathering: III. A generalization on the dissolution rates of minerals // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1988. V. 52 (8). P. 1969–81. https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90178-0.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 233–238

Молибдошеелиты медно-молибден-порфировых месторождений и рудопроявлений Карелии (на примере рудных полей Лобаш и Ялонвара)

Кулешевич Л.В., Лавров О.Б.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru; petrlavrov@list.ru

Аннотация. В работе рассмотрен состав шеелитов из медно-молибден-порфировых месторождений и проявлений Карелии, локализованных в архейских зеленокаменных поясах, на примере рудного поля Лобаш и Ялонвара. Шеелиты разных месторождений изучались с использованием электронного сканирующего микроскопа VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy-350; руды – с помощью ICP-MS-анализа. Шеелит из молибденовых месторождений часто содержит Mo^{6+}, изоморфно замещающий W^{6+}, при этом образуются зональные молибдошеелиты (Лобаш, Ялонвара) и шеелиты, содержащие вростки молибденита (Ялонвара). Шеелит золоторудного месторождения Лобаш-1 не образует значительных скоплений, обычно бывает вкрапленный и по составу однородный. Приводятся новые данные по составу шеелитов и отмечается их различие для медно-молибден-порфировых и золоторудных месторождений, а также обоих месторождений.

Ключевые слова: шеелит, молибдошеелит, изоморфизм, месторождения/проявления, Лобаш, Ялонвара, Карелия.

Molybdoscheelites from Karelia's copper-molybdenum-porphyry deposits and ore occurrences (case study of the Lobash and Jalonvaara ore fields)

Kuleshevich L.V., Lavrov O.B.

Institute of Geology, KarRC RAS, Petrozavodsk, kuleshev@krc.karelia.ru; petrlavrov@list.ru

Abstract. The compositions of scheelites from Karelia's copper-molybdenum-porphyry deposits and occurrences located in Archean greenstone belts, are discussed. The Lobash and Jalonvaara ore fields are used as examples. Scheelites from various deposits were studied using a VEGA II LSH (Tescan) scanning electron microanalyzer with an INCA Energy-350 energy dispersion microanalyzer and the ores using ICP-MS-analysis. Scheelite from molybdenum deposits often contains Mo^{6+}, which replaces W^{6+} isomorphically; in this case, zonal molybdoscheelites (Lobash, Jalonvaara) and scheelites containing molybdenite ingrowths (Jalonvaara) are formed. Scheelite from the Lobash-I gold deposit does not form large clusters, commonly occurring as disseminated compositionally homogeneous scheelite. New data on the composition of scheelite are presented. Their difference for copper-molybdenum-porphyry and gold deposits, as well as for both deposits, is noted.

Keywords: scheelite, molybdoscheelite, isomorphism, deposits/occurrences, Lobash, Jalonvaara, Karelia.

Введение

Шеелит $Ca[WO_4]$ – минерал тетрагональной сингонии. Крайний член изоморфного ряда шеелит $Ca[WO_4]$ – повеллит $Ca[MoO_4]$. В структуре изолированные тетраэдры $[WO_4]$ соединены между собой ионами Ca^{2+}. Шеелит из молибденовых месторождений содержит Mo^{6+}, изоморфно замещающий W^{6+}, – образуются молибдошеелиты. Шеелит обычно образует кристаллы тетрагонального дипирамидального габитуса, вкрапленность идиоморфных зерен или сросшиеся зернистые агрегаты. Размер кристаллов разный. Цвет минерала бывает белый, бело-желтый, бежевый (у шеелита), реже оранжевый, серовато-белый (у молибдошеелита), иногда и черный (с вростками молибденита). Плотность минерала колеблется от 5.09 (с Mo) – до 6.12 г/см^3 (чистый W). Минерал флюоресцирует в ультрафиолете, имеет синее свечение. Шеелиты разных месторождений могут содержать разные примеси в своем составе: в частности, отмечается различие шеелитов медно-молибден-порфировых и золоторудных месторождений. Именно подобные объекты и состав шеелитов в них мы рассмотрим для архейских месторождений Карелии. В Карелии известно ~11 небольших проявлений вольфрама, представленных в скарнах и грейзенах С. Приладожья (PR), и лишь несколько объектов из-

вестны в штокверках медно-молибден-порфировых месторождений и проявлений (AR), связанных с гранитоидами в архейских зеленокаменных поясах (Минерально…, 2005).

Целью работы является изучение особенностей составов шеелитов архейских комплексных Au-Cu-Mo-порфировых рудных объектов Карелии.

Фактический материал и методы исследования

В работе изучался шеелит комплексных медно-молибден-порфировых и золоторудных объектов (месторождений и проявлений) Карелии – Лобаш, Лобаш-1, Ялонвара. Образцы для исследований были отобраны из руд разного типа, измененных пород и жил. Состав рудных минералов определялся с помощью электронного сканирующего микроскопа VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy-350 (Oxford instruments). Состав зональных шеелитов анализировался, по возможности, вкрест существующей зональности. Параметры съемки: W-катод, напряжение 20 кВ, время сканирования в стандартных режимах съемки 90 сек. Микрокомпонентный состав руд и геохимические особенности вмещающих пород определялись с использованием ICP-MS-анализа в аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск) по существующей методике прибора.

Результаты исследований: геохимия и минералогия руд, состав шеелитов

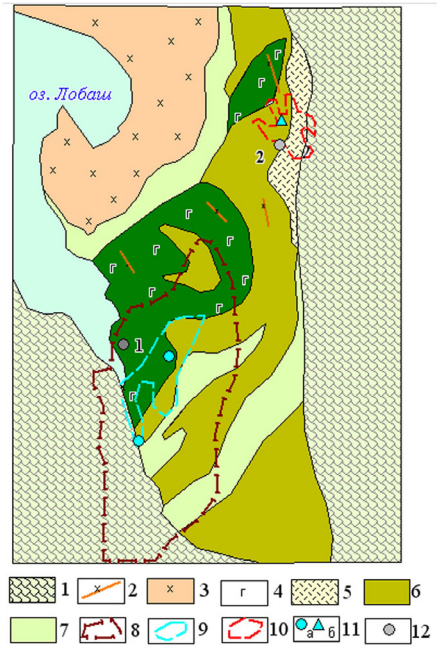


Рис. 1. Схема геологического строения рудного поля Лобаш:
1 – вулканогенно-осадочные отложения PR1sm; 2 – дайки гранит-порфиров, 3 – гранодиориты 1 фазы, 4 – габбро, 5-7 – вмещающие AR-толщи: 5 – риодациты, 6 – андезиты и их туфы, 7 – базальты; 8 – контур гранитного тела (гранит-порфиры 2 фазы). Рудные тела: 9 – Mo, 10 – Au-(Pb-Zn-Cu), 11 – отдельные скважины, 12 – места отбора образцов с шеелитом.

Fig. 1. Scheme showing the geological structure of the Lobash Ore Field.

Геологическое строение месторождений и проявлений рудных полей Лобаш и Ялонвара отражено в производственных геологических отчетах и приводится в ряде публикаций (Минерально…, 2005; Иващенко, Лавров, 1994; 1998; Кулешевич и др., 2004 а, б; Тытык, Фролов, 2014) и продемонстрировано на рисунках 1-2. Медно-молибден-порфировые и ассоциирующие с ними золото-сульфидные месторождения/проявления формируются в ореолах многофазных гранодиорит-гранит-порфировых массивов.

На молибденовом месторождении Лобаш (Беломорский район, северная Карелия; рис. 1) зональный молибдошеелит встречается в ассоциации с пиритом, молибденитом, халькопиритом, в краевой части рудного молибденитового штокверка в измененных породах основного состава. Шеелит обычно находится в срастании с пиритом, образует гнезда – скопления в маломощных прожилках. Пирит кристаллизуется первым, затем выделяется шеелит. Молибденит образуется позднее, он сечет и по трещинкам проникает в пирит, окружает шеелит. В ассоциации с ними иногда встречаются галенит и висмуто-теллуриды. Шеелит образует зональные с кристаллы (рис. 3): в центральной части они бывают представлены молибдошеелитом, с краев – однородным шеелитом. Зональность обычно контрастная, резкая. В крупных зернах – колеблющаяся с тонкими полосами-зонами (осцилляторная). Мелкие зерна шеелита чаще бывают однородны. Кроме того, в измененных габброидах шеелит встречается в мельчайших (<1-2 μm) округлых включениях в титаните. Шеелит содержит примесь Mo до 0.01-0.3 %, молибдошеелит – от 5.0 – до 27.53 % Mo (табл. 1). Содержание Re в молибдошеелитах достигает 3.5 %. Значительных скоплений W-минералов, подобных проявлению Ялонварское, не установлено.

Таблица 1. Состав шеелитов-молибдошеелитов (мас. %).
Table 1. Composition of scheelite-molybdoscheelite (mas. %).

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
CaO	18.25	18.91	19.29	18.94	20.73	18.81	17.74	18.61	18.44	17.99	19.39	18.39
WO_3	81.75	69.99	69.73	60.97	51.74	82.13	82.26	71.28	81.52	76.41	67.37	67.41
MoO_3		5.86	10.97	20.08	27.53			10.11		5.60	13.24	10.70
№ обр.	Л-1	1	1	1	1	Л-2	Я-1	1	Я-2	2	2	2
∑	100	100	99.99	99.99	100		100	100	99.96	100	100	96.50

Примечание. 1-5 – Лобаш, 6 – Лобаш -1, 2 – ~3.5 % Re_2O_7. 7-12 – Ялонварское (Хатуноя), 12 – 3.5 % Re_2O_7.

Золото-полиметаллическая минерализация месторождения Лобаш-1 приурочена к прожилкам и развивается в измененных породах преимущественно среднего состава типа пропилитов, представленных срастанием эпидота, кварца, кальцита, хлорита. В золотосодержащих сфалерит-халькопирит-пирротиновых рудах месторождения шеелиты более однородные по составу образуют редкие вкрапления размером до 0.5 мм. Шеелит образует овальные зерна и хорошо ограненные кристаллы (рис. 1), иногда, как и в первом типе руд, встречается в форме мельчайших включений в титаните. Выделяется шеелит обычно первым, встречается включенным в пирротин, халькопирит и в срастании с ними в силикатах. В шеелитах месторождения Лобаш-1 – Mo не установлен (табл. 1).

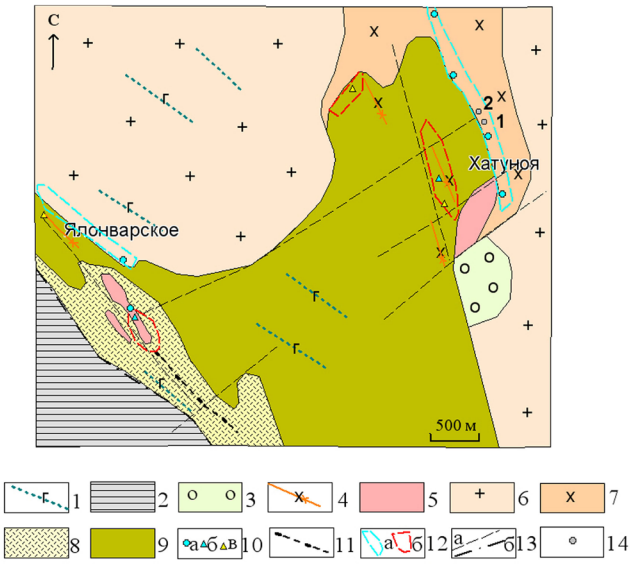


Рис. 2. Схема геологического строения рудного поля Ялонвара:

1 – дайки габбродолеритов PR1; 2 – PR1- комплекс пород; 3 – конгломераты (PR1sr); 4-7 – Ялонварский гранитный комплекс: 4 – дайки и 5 – малые тела гранит-порфиров, лейкогранитов, 6 – граниты, 7 – диориты; 8-9 – AR-вулканогенно-осадочные толщи: 8 – кислого состава, 9 – андезиты и их туфы; 10 – рудная минерализация: а – Mo, б – полиметаллические (Pb-Zn-Cu), в – Cu; 11 – колчеданы, 12 – ореолы: а – Mo, б – (Pb-Zn-Cu), 13 – тектонические зоны: а сдвиговые, б – зона AR-PR, 14 – образцы с шеелитом.

Fig. 2. Scheme showing the geological structure of the Jalonvaara Ore Field.

В рудном поле Ялонвара на рудопроявлениях Ялонварском и Хатуноя (юго-западная Карелия; рис. 2) обильная шеелит-(молибдошеелит)-молибденитовая минерализация приурочена к кварцевым прожилкам в измененных диоритах. Прожилки мощностью до 10 см имеют преимущественное СЗ и СВ простирание, в целом формируя штокверк на площади 500-700 м^2 (к югу от оз. Ялонваранъярви). В них в ассоциации с пиритом и шеелитом установлены сульфиды Cu, Zn, минералы висмута, апатит, титанит и турмалин. Аналогичная редкометалльная ассоциация сосредоточена также и в эпидот-биотитовых метасоматитах (биотититах), образующих метасоматические оторочки около кварцевых жил среди диоритов. Минералы W и Mo встречаются во вкрапленности и гнездах размером до 0.5-0.7 см в поперечнике. В таких рудах устанавливается неоднородное, «пятнистое» строение W-Mo гнезд и скоплений – темные и светлые участки (рис. 4). На фоне более светлых участков, по составу отвечающих шеелиту, наблюдаются более темные зоны, представленные молибдошеелитами, которые содержат от 7.79 до 11.6 мас. % Mo. Кроме того в «темных» молибдошеелитах установлены кристаллографически ориентированные пластинчатые микровключения молибденита-1, тогда как в «светлых» шеелитах, выделяются более крупные скопления лейст молибденита-2 (рис. 4/в-г, ж).

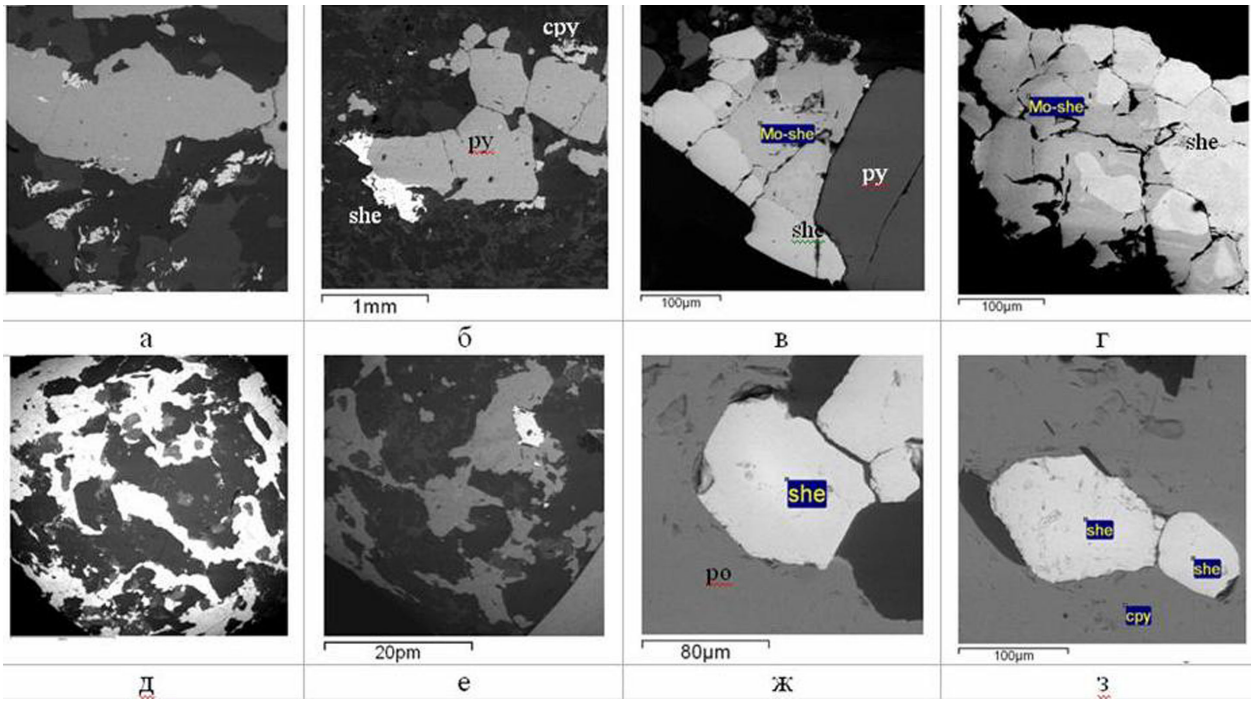


Рис. 3. Шеелиты-молибдошеелиты в рудах месторождений Лобаш (а-г), Лобаш-1 (д-е):

а – соотношение пирита и молибденита в рудах, б – пирит, шеелит, халькопирит, в – зональный шеелит-молибдошеелит в срастании с пиритом, г – молибдошеелит зональный; д – золото-содержащие полиметаллические (галенит-сфалерит-халькопирит-пирротиновые) руды, е – шеелит в срастании с пирротином и халькопиритом, ж-з – шеелит в срастании с халькопиритом.

Fig. 3. Scheelite-molybdoscheelite in ores from Lobash (a-d) and Lobash-1 (e-f) deposits:

a – pyrite-molybdenite ratio in ores, b – pyrite, scheelite, chalcopyrite, c – zonal scheelite-molybdoscheelite intergrown with pyrite, d – zonal molybdoscheelite; e – auriferous base-metal (galena-sphalerite-chalcopyrite-pyrrhotite) ores, f – scheelite intergrown with pyrrhotite and chalcopyrite, g-h – scheelite intergrown with chalcopyrite.

Молибдошеелит обрастает шеелитом, одновременно с этим выделяется основная масса молибденита. Иногда в шеелитах встречаются гораздо более светлые пятнистые включения Re-содержащего шеелита (до 3-4 мас. % Re в составе шеелита) (рис. 4 з).

Кроме того, в кварц-пиритовых золото-содержащих прожилках среди вышеупомянутых диоритов, а также в сдвиговых зонах с окварцеванием и обильной пиритовой минерализацией в экзоконтакте гранитоидов установлены отдельные однородные зерна шеелита.

Геохимия руд. Содержание W в рудах молибденитового штокверка месторождения Лобаш (по изученным образцам) составляет 18-180 г/т, в шеелит-молибденит пиритовых – 435 г/т, в золотосодержащих полиметаллических от 1-3 г/т – иногда до 89 г/т. В богатых молибденитовых рудах Ялонвары установлено 2-33 г/т W, в шеелит-молибденитовых – 133-1398 г/т, в золотосодержащих медно-полиметаллических 1-46 г/т (данные ICP-MS-анализа). Максимальные содержания WO_3 в рудах достигают 1 %. Для рудопроявления Ялонварское рассчитаны ресурсы вольфрама категории Р3 – 4 тыс. т (Минерально…, 2005).

Заключение

Вольфрамовая минерализация архейских золото-содержащих Cu-Mo-порфировых месторождений/рудопроявлений рудных полей Лобаш и Ялонвара представлена шеелитами и молибдошеелитами.

На месторождении Лобаш существующая в шеелите зональность, указывает на кристаллизацию с пульсационной сменой концентрации растворов: в шеелитах наблюдается зональность от чистых вольфрамовых – к Mo-содержащим и последующее отложение молибденита во вкрапленности

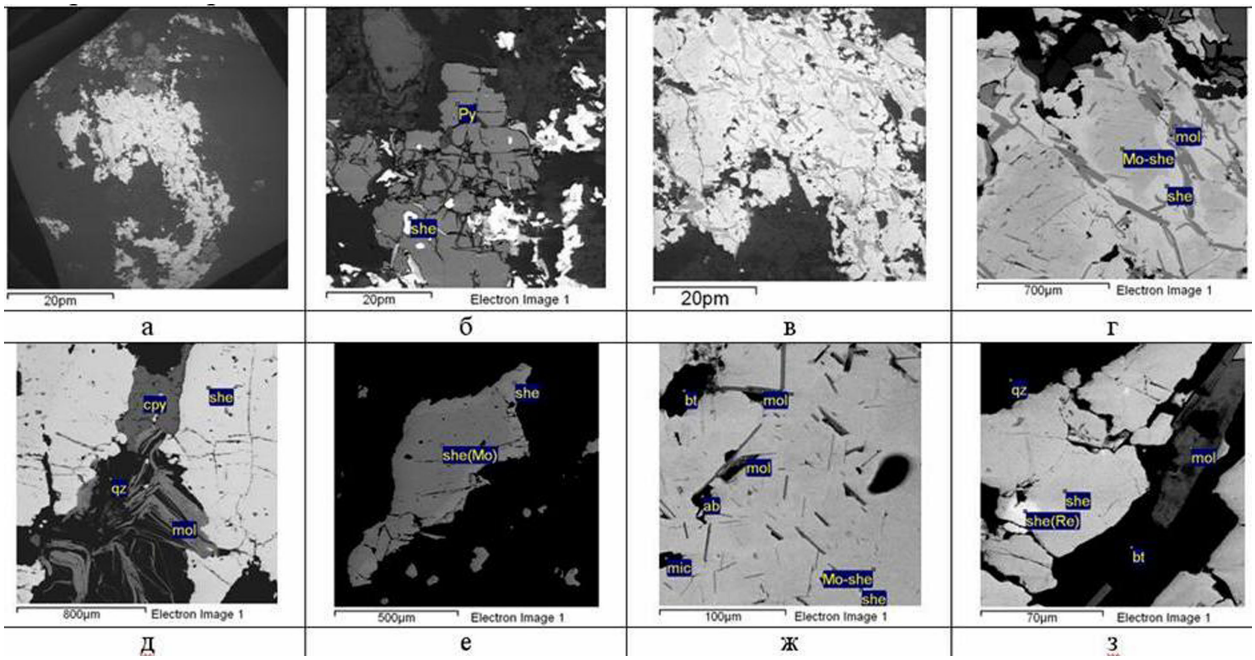


Рис. 4. Шеелиты в Cu-W-Mo-рудах проявления Ялонвара:

а – прожилково-гнездовые пирит-молибденит-шеелитовые руды, б – срастание пирита и шеелита, в –шеелит-молибдошеелитовые гнезда с врастками молибденита, г – соотношение молибдошеелита, шеелита и молибденита-1 и 2, д – срастание халькопирита, молибденита-2 и шеелита, е – зональный шеелит, ж – тонкие пластинки молибденита-1 в молибдошеелите, з – включения Re-содержащего шеелита в шеелите.

Fig. 4. Scheelites in Cu-W-Mo-ores from the Jalonvaara occurrence:

a – streaky-pocket pyrite-molybdenite-scheelite ores, b – pyrite-scheelite intergrowth, c –scheelite-molybdoscheelite pockets with molybdenite ingrowths, d – molybdosheelite-scheelite-molybdenite-1 and 2 ratio, e – chalcopyrite - molybdenite-2 – scheelite intergrowth, f – zonal scheelite, g – thin molybdenite-1 lamellae in molybdoscheelite, h – Re-bearing inclusions in scheelite.

и жилах. В рудах золото-полиметаллического месторождения Лобаш-1 вкрапленные шеелиты более однородны по составу. W-минерализация более редкая, чем в Ялонваре.

На проявлениях рудного поля Ялонвара наблюдается смена состава шеелитов: от молибдошеелитов с избыточными концентрациями Mo, сопровождающимися выпадением тонких ламелей молибденита-1, до чистых шеелитов в срастании с мелкочешуйчатым молибденитом-2. Руды проявлений рудного поля Ялонвара более обогащены вольфрамом. Формирование (W)-Mo и благороднометалльной минерализации в них совмещено и сближено по времени. Шеелиты золото-пирит-кварцевого типа руд однородны.

Содержание Mo в молибдошеелитах колеблется и составляет 5-27.5 %. Рений как примесь установлен в молибдените обоих типов рудных объектов (Богачев и др., 1999), также он обнаружен в молибдошеелитах. Однако вопрос о вхождении Re в состав молибдошеелитов требует дополнительного изучения.

Работа выполняется в рамках темы НИР № ГР АААА-А18-118020290084-7.

Литература

1. Богачев В.А. и др. 1999. Осмий и рений в молибденитах гранит-порфировых проявлений Карелии // Минерал. геол. журнал. 1999. № 1. С. 13–15.
2. Иващенко В.И., Лавров О.Б. Магматогенно-рудная система Ялонварского вулкано-плутонического комплекса архея Карелии. Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН. 1994. 127 с.
3. Иващенко В.И., Лавров О.Б. Комплексное порфировое месторождение Ялонвара в архее Карелии (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 5. С. 412–423.

4. Кулешевич Л.В., Тытык В.М., Коротаева Н.Н. Минералогия руд и околорудно-измененных пород золото-полиметаллического месторождения Лобаш-1 (Карелия) // Записки РМО. 2004. № 4. С. 39–51.
5. Кулешевич Л.В., Тытык В.М., Коротаева Н.Н. Золото-полиметаллическое месторождение Лобаш-1 в докембрии Карелии // Геология и полезные ископаемые. 2004. С. 111–126.
6. Минерально-сырьевая база Р. Карелия. Петрозаводск. Изд-во: Карелия. 2005. 278 с.
7. Тытык В.М., Фролов П.В. Молибденовое месторождение Лобаш – крупный перспективный объект в Республике Карелия // Труды КарНЦ РАН. 2014. № 1. С. 56–62.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 239–243

Геохимические особенности измененных пород на месторождениях рудного поля Лобаш, Карелия

Кулешевич Л.В., Дмитриева А.В.
Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru; dmitrievaa-v@yandex.ru

Аннотация. Молибденовое и золото-полиметаллическое месторождения рудного поля Лобаш приурочены к зеленокаменным толщам позднеархейского возраста, которые прорываются разновозрастными интрузиями габброидов, дайками дацитов-риодацитов и двухфазной гранодиорит-гранит-порфировой интрузией. На молибденовом месторождении Лобаш в ореоле не выходящей на поверхность гранит-порфировой интрузии формируются эпидозиты по габбро; пропилиты – по базальтам, андезитам; окварцевание и альбитизация развиваются по кислым породам (дайкам); биотитизация – по всем типам вмещающих оруденение пород. В минеральном и химическом составе ведущих типов метасоматитов (пропилитов и биотититов) наблюдаются контрастные изменения по CaO, K_2O, редким щелочам и рудогенным элементам, сопровождающие метасоматические изменения вмещающих пород. В работе рассматриваются петро- и геохимические особенности разных типов вмещающих пород и их изменения, сопровождающие становление флюидно- рудно-магматической системы Лобаш.

Ключевые слова: метасоматиты, геохимия, рудное поле Лобаш, Карелия.

Geochemical characteristics of altered rocks at Lobash Ore Field deposits, Karelia

Kuleshevich L.V., Dmitrieva A.V.
Institute of Geology, KarRC, RAS, Petrozavodsk, kuleshev@krc.karelia.ru; dmitrievaa-v@yandex.ru

Abstract. The molybdenum and gold-base-metal deposits of the Lobash Ore Field are confined to Late Archean greenstone sequences cut by gabbroic rock intrusions, dacite-rhyodacite dikes and two-phase granodiorite-granite-porphyry intrusion of various ages. Forming at the Lobash molybdenum deposit in the aureole of subsurface granite-porphyry intrusion are epidosites after gabbro such as propylites after basalts and andesites; silicification and albitization evolve after felsic rocks (dikes); biotitization occurs in all types of mineralization-hosting rocks. The mineral and chemical composition of major types of metasomatic rocks (propylites and biotittes) display contrasting alterations after CaO, K_2O, rare alkalies and ore-bearing elements that accompany the metasomatic alterations of host rocks. The petro- and geochemical characteristics of various types of host rocks and their alterations that accompany the formation of the Lobash fluid-ore-magmatic system are discussed.

Key words: metasomatic rocks, geochemistry, Lobash Ore Field, Karelia.

Введение

Месторождение Лобаш – наиболее значительный молибденовый жильно-штокверковый рудный объект в позднеархейских зеленокаменных поясах Карелии, обладающий значительными ресурсами и запасами; Лобаш-1 – небольшое золото-полиметаллическое рудопроявление – (Минерально…, 2005; Покалов, Семенова, 1993; Тытык, Фролов, 2014). Формирование Au-Cu-Mo-порфирового оруденения связывается с внедрением двухфазной гранитной интрузии. Отложение молибденового оруденения происходит в эндо- и преимущественно экзоконтактовой зоне второй фазы массива Лобаш и сопровождается интенсивными изменениями пород. Целью данной работы было показать петро- и геохимические особенности формирующейся флюидо-магматической системы – метасоматические изменения вмещающих толщ на разных стадиях процесса.

Фактический материал и методы

Состав вмещающих и интрузивных пород и их метасоматические изменения, сопровождающие внедрение гранитоидов и формирование оруденения, изучались по образцам, отобранным из скважин и обнажений рудного поля Лобаш. Характер изменений пород определялся в процессе полевого наблюдения при отборе образцов и оптическим методом при просмотре большого количе-

ства шлифов. Состав пород анализировался традиционным химическим методом силикатного анализа, дополнительно определялись некоторые отдельные компоненты. Микрокомпонентный состав неизмененных пород и метасоматитов определялись с использованием ICP-MS-анализа (на квадрупольном масс-спектрометре XSeries 2 ICP-MS, Thermo Scientific, США) в аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск) по существующей методике прибора.

Результаты исследований: геологическое строение и типы рудной минерализации

Геологическое строение рудного поля Лобаш освещено в ряде отчетов по проводимым здесь поисково-оценочным работам на молибден, медь и благородные металлы (С.Н. Юдина, Г.Н. Пироженко, В.М. Тытыка за 1985-1998 года), а также в статьях (Кулешевич, 2000; Иваников, 1995; Тытык, Фролов, 2014). Вмещающие вулканогенно-осадочные толщи представлены метабазальтами, андезитами и сланцами по туфам среднего и кислого состава, относимые к пебозерской серии (с возрастом 2801.6±3.6 млн. лет). Они прорываются интрузивными телами габброидов, дайками риодацитов и двухфазным гранитоидным массивом. Массив представлен гранодиоритами 1-й фазы и порфировидными гранитами и лейкогранитами 2-й фазы, имеющими U-Pb возраст 2720-2715 млн. лет (Богачев и др., 2009; 2013). Не выходящие на поверхность граниты 2-й фазы относятся к рудопродуцирующим: Лобашская интрузия подсечена бурением на глубине 100-150 м и прослежена на 2.5 км. С гранитами связана молибденовая рудная минерализация, возраст которой по данным Re/Os-датирования молибденита близок становлению гранитов и равен ~2715-2722 млн. лет (Богачев и др., 2013).

Рудный штокверк *молибденового месторождения Лобаш* находится в апикальной части интрузии. Он приурочен к кровле погруженного массива, конформен ей, имеет ССВ простирание и прослеживается от южной до центральной части рудного поля (Тытык, Фролов, 2014). Молибденитовое оруденение представлено: 1 – богатой гнездово-вкрапленной минерализацией в кварцевой жиле, в гранитах; и 2 – вкрапленно-прожилковой в эпидотизированных и биотитизированных вмещающих толщах и секущих их габброидах. *Золото-полиметаллическая минерализация месторождения Лобаш-1* установлена несколько севернее молибденового месторождения, она приурочена к зонам рассланцевания и биотитизации на контактах даек кварц-плагиопорфиров (дацитов-риодацитов) и во вмещающих толщах – туфах среднего состава и измененных габброидах (Кулешевич и др., 2004; Тытык, Фролов 2014).

Состав вмещающих пород и секущих их гранитоидов

Вмещающие толщи в южной части рудного поля (на Лобаше молибденовом) представлены туфами андезитов, базальтами и прорывающими их габброидами. Вмещающие толщи и тело габброидов секутся дайками дацитов-риодацитов. В северной части (на золото-полиметаллическом месторождении Лобаш-1) вмещающие толщи представлены средними и кислыми толщами – андезитами и их туфами (агломератовыми и слоистыми), риодацитами. Они также прорываются габброидами и дайками кислого состава. Внедрившиеся гранитоиды представлены массивом, дифференцированным от гранодиоритов до гранит-порфиров и лейкократовых гранитов. Химические составы вмещающих пород и гранитов представлены в таблице 1 и обобщенно вынесены на рисунок 1.

Вмещающие толщи и габбро секутся массивом гранодиоритов 1 фазы (обнажаются на восточном берегу озера). Биотитовые гранодиориты – серые средне- и крупнозернистые породы, содержат ксенолиты всещающих андезитов и базальтов. Гранодиориты состоят из плагиоклаза (60 %), кварца (20-25 %), микроклина (5-10 %), биотита (5 %), содержат амфибол (2 %), эпидот (1 %) и акцессорные - сфен, апатит, циркон, реже ортит. Гранодиориты содержат SiO_2 – 66.81 %, Al_2O_3 – 14.77 %, относятся к известково-щелочным, имеют K-Na щелочность, сумму щелочей 7.0 % и повышенную глиноземистость.

Граниты 2 фазы образуют небольшое тело в краевой части массива, вскрытое на глубине. Это розовато-серые неравномерно зернистые породы, содержащие плагиоклаз (30-50 %), микроклин (20-40 %), кварц (25-30 %), биотит (1-5 %), мусковит (1 %), реже эпидот, хлорит, акцессорные ортит, сфен, апатит, циркон. В краевой части породы имеют порфировый облик. Содержание SiO_2 в гранитах составляет 74.29 %, Al_2O_3 – 12.86 %, Na_2O – 3.70 %, K_2O – 4.72 %, сумма щелочей – 8.42 %.

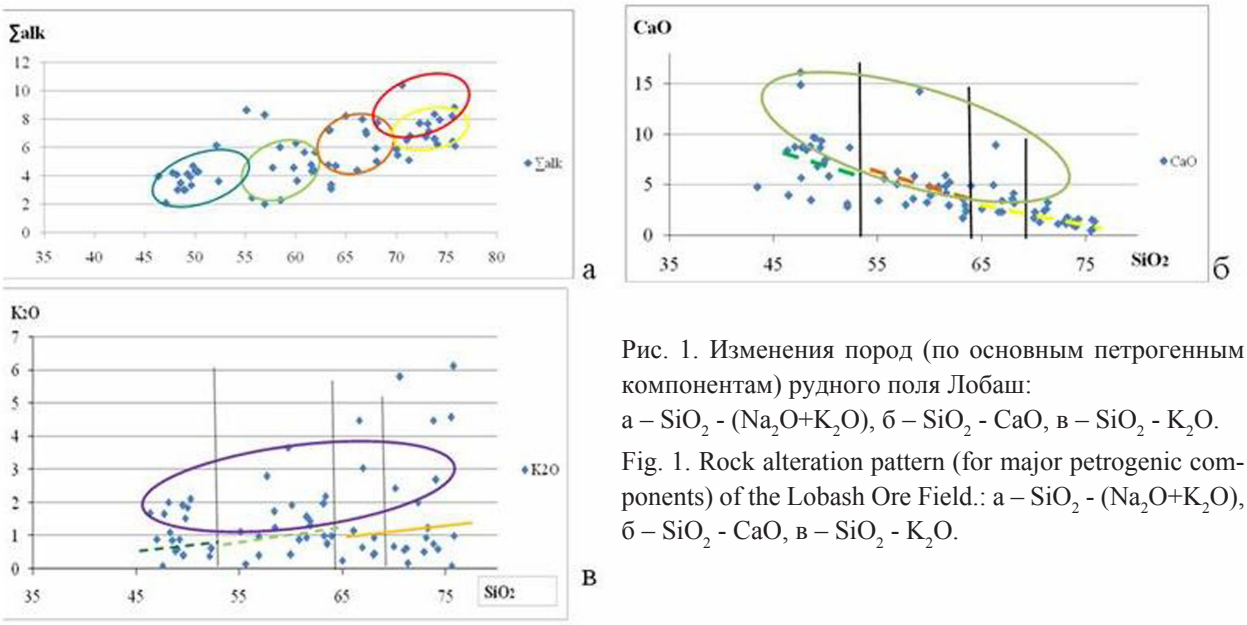


Рис. 1. Изменения пород (по основным петрогенным компонентам) рудного поля Лобаш:
а – SiO_2 - (Na_2O+K_2O), б – SiO_2 - CaO, в – SiO_2 - K_2O.

Fig. 1. Rock alteration pattern (for major petrogenic components) of the Lobash Ore Field.: a – SiO_2 - (Na_2O+K_2O), б – SiO_2 - CaO, в – SiO_2 - K_2O.

Лейкограниты представляют собой мелкозернистые светло-розовые граниты, развитые в прикровельной части и апофизах, секущих вмещающие толщи и гранодиориты. В них количество микроклина достигает 40-60 %, альбита 30-40 %, кварца 20 %, мусковита 5-7 %, биотита 1-2 %. Среднее содержание SiO_2 в них 69.54 %, K_2O – 7.65 %, Na_2O – 3.96 %, сумма щелочей – 11.61 %, Rb_2O – до 0.046 %, относятся к субщелочным, но скорее изменены под влиянием флюидов.

В эндоконтактовой зоне непосредственно Лобашской интрузии (до 10 м от контакта) граниты представлены плагиогранит-порфирами. На глубину (20-80 м от кровли) они постепенно сменяются гранит-порфирами сначала с мелкозернистой затем – со средне-крупнозернистой основной массой и вкрапленниками калиевого полевого шпата, затем постепенно переходят в порфировидные граниты (с вкрапленниками микроклина в количестве до 25 %) – наиболее типичные представители пород массива. Основная масса гранитов состоит из олигоклаза, микроклина и кварца примерно в равных соотношениях. Темноцветные минералы представлены биотитом (3-5 %); вторичные минералы: мусковит (3-5 %, до 20 % в зонах изменения), альбит, хлорит, эпидот, карбонат, флюорит. Акцессорные минералы – апатит, титанит, циркон, реже алланит.

Гранитоиды-1 относятся к пер- и метаалюминевым породам и на петрохимических диаграммах обособляются в области синколлизионных пород. Граниты-2 и лейкограниты попадают в область анорогенных пород. Они содержат кварцевые жилы и рудную молибденитовую рудную минерализацию (молибденит, пирит, халькопирит).

Гидротермально-метасоматические изменения пород

Постмагматические гидротермально-метасоматические процессы в ореоле гранитного массива интенсивно изменили весь комплекс вмещающих пород. Максимальные изменения вмещающих толщ проявлены над апикальной областью, не выходящей на поверхность интрузии. Грейзенизация и окварцевание наиболее характерны для изменений в апикальной части гранитов как 1-й так и 2-й фаз, эпидотизация и биотитизация развиты во вмещающих толщах, где наиболее широко распространены породы андезитового состава и габбро. Химический состав наиболее типичных метасоматитов в сравнении с составами первичных пород приведен в (табл. 1).

Гранодиориты-1 в эндоконтактовой зоне березитизированы, в них появляются серицит, кварц-2, карбонат, пирит. Для изменений в апикальной части гранитов 2-й фазы наиболее характерны грейзенизация и окварцевание. Грейзенизированные гранит-порфиры представлены кварцем, мусковитом (иногда до 20 %). В них встречаются альбит, хлорит, эпидот, карбонат, флюорит, пирит, молибденит. Измененные граниты секутся крупными кварцевыми жилами с молибденитом и пиритом.

Таблица 1. Состав метасоматически измененных пород в сравнении с неизмененными рудного поля Лобаш (мас. %).

Table 1. Composition of metasomatized rocks from the Lobash Ore Field, mas. %.

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO_2	67.01	66.81	74.29	69.54	49.51	47.58	47.6	47.64	43.45	61.5	53.77	49.04	58.45	61.57	60.06	59.02	57.67	59.76	67.53	66.34	71.71	74.27
TiO_2	0.72	0.32	0.09	0.09	0.93	1.7	0.5	1.73	0.76	1.29	0.76	0.74	0.41	0.6	0.65	0.44	0.72	0.83	0.43	0.48	0.18	0.15
Al_2O_3	12.97	14.77	12.86	15.23	15.43	14.65	14.93	12.27	14.15	10.98	15.56	14.89	17.55	15.99	15.73	13.86	16.5	18.33	16.99	11.47	15.19	14.27
Fe_2O_3	1.86	1.97	0.4	0.41	4.03	7.43	3.11	4.13	6.09	6.23	1.79	4.36	1.89	1.04	1.27	7.78	1.71	1.48	0.32	5.83	0.57	0.52
FeO	4.3	2.3	1.69	1.02	7.17	5.17	5.75	14.1	11.78	3.37	7.58	9.89	3.16	4.88	5.53	1.73	7.29	4.6	1.33	3.3	1.63	1.21
MnO	0.07	0.08	0.04	0.02	0.21	0.276	0.236	0.244	0.15	0.146	0.14	0.1	0.11	0.08	0.12	0.138	0.08	0.058	0.04	0.132	0.03	0.02
MgO	2.29	1.4	0.41	0.13	6.69	5.07	8.77	4.01	8.48	3.33	6.73	8.34	2.98	4.3	4.52	0.37	5.11	3.07	1.16	0.86	0.86	0.79
CaO	4.05	2.31	0.75	0.94	9.89	14.84	16.12	5.67	4.77	5.88	6.36	3.50	5.54	3.73	4.44	14.21	2.99	3.25	3.29	8.9	1.69	1.31
Na_2O	4.03	3.73	3.7	3.96	2.57	0.36	0.22	0.9	1.1	2.38	2.23	0.34	6.9	3.9	3.86	0.62	1.8	0.93	6.9	0.43	5.69	5.6
K_2O	0.89	3.26	4.72	7.65	0.89	0.09	0.1	4.7	3.4	0.47	0.67	4.56	0.41	1.01	1.86	0.03	2.79	3.66	0.56	0.29	1.26	1.12
P_2O_5	0.12	0.09	0.03	0.02	0.12	0.08		0.18	0.05	0.112	0.2	0.17	0.2	0.18	0.22	0.13		0.14	0.04		0.08	0.06
ппп	2.63	2.78	0.80	0.80	2.43	2.38	2.3	4.14	4.92	4.0	3.67	3.67	2.18	2.53	1.53	1.47		3.49	1.39	1.47	0.90	0.78
Сумма	100.04	99.82	99.79	99.81	99.87	99.63	99.64	99.71	99.1	99.73	99.55	99.59	99.78	99.81	99.79	99. 8	99. 8	99.6	99.98	99.5	99.79	100.1
n	7	2	5	2	13	1	1	1	1	1	6	3	2	12	2	1	1	1	2	1	11	6
Li_2O	0.0068	0.0106	0.0058	0.0005	0.0094	0.004		0.0332		0.0065	0.0108		0.0039	0.0111	0.0214				0.0095		0.0053	0.0053
Rb_2O	0.0165	0.0261	0.0335	0.0458	0.0249	0.0006		0.0824		0.009	0.0056		0.005	0.0143	0.027				0.0082		0.009	0.0183
Cs_2O	0.0006	0.0005	0.0004	0.0004	0.0006	0.0004		0.0067		0.005	0.0006		0.0003	0.0006	0.0013				0.0003		0.0005	0.0003
BaO	0.0175	0.059	0.0248	0.028									0.01	0.013	0.059				0.012			0.021
SrO	0.023	0.0245	0.019	0.017									0.0245	0.027	0.03				0.034			0.016
n	5	2	5	2	3	1	1	1	1	1	5	3	2	8	1	1	1	1	1	1	8	1
S						0.8			2.5	3.98		1.19										
Na_2O+K_2O	4.92	6.99	8.42	11.61	3.46	0.45	0.32	5.6	4.5	2.85	2.9	4.90	7.31	4.91	5.72	0.65	4.59	4.59	7.46	0.72	6.95	6.72

Примечание: 1, 2 – гранодиориты, 3 – гранит-порфир, 4 – лейкогранит; 5 – габбро, 6-7 – эпидозиты по габбро, 8-9 – биотитизированное габбро, 10 – окварцованное габбро, 11 – метабазальты, 12 – биотититы. N – количество анализов. 13-15 – андезиты (13 – дайка, 14 – туфы, 15 – силл, биотитизирован), 16 – эпидозит по андезитам, 17-18 – биотитизированные андезиты, 19 – дациты (дайки), 20 – эпидотизированные дациты, 21 риодацит и 22 – риолит (дайки и тело в СВ части рудного поля).

В метабазальтах, габбро, андезитах и вмещающих сланцах по туфам среднего состава сначала развивается *эпидотизация (пропилитизация), затем биотитизация.* В габбро в экзоконтактовой зоне интрузии наиболее широкое развитие получают *эпидозиты* и эпидот-кварцевые прожилки, сопровождаемые мелкочешуйчатым молибденитом, пиритом, халькопиритом, пирротином, реже более поздними висмутотеллуритами. Интенсивная *биотитизация* отмечается по зонкам рассланцевания в андезитах и их туфах, а также на контактах даек дацитов-риодацитов. Биотитизация непосредственно фиксирует предрудный метасоматоз и позволяет выделять контур наиболее проработанных пород. Формирование почти мономинеральных биотититов по вмещающим породам среднего и основного состава сопоставляется с грейзенизацией кислых пород. Химический состав измененных пород вмещающих пород (табл. 1) по основным элементам представлен на рисунке 1.

Заключение

Несмотря на ряд протерозойских датировок биотититов, определенных Rb-Sr-методом (Кулешевич, 2004), очевидно что Лобашское месторождение молибдена и гранитная интрузия представляют собой единую рудно-магматическую систему с возрастом 2722-2715 млн. лет (U-Pb, Re-Os-методы определения цирконов из пород и сульфидов). Формирование гранитов сопровождалось привносом гранитофильных элементов (K, редких щелочей, Mo, Pb, Bi). Изменения вмещающих толщ на ранней стадии сопровождались образованием пропилитов-эпидозитов, на поздней – интенсивной биотитизацией. В геохимическом ореоле (по основным петрогенным элементам) – сначала накоплением Ca и Al-компонентов, затем K и редких щелочей. Грейзенизация формировались в апикальной части интрузии и вокруг крупной кварцевожильной зоны, а также в ореоле прожилков, слагающих штокверк и в зонках рассланцованных. В породах основного и среднего состава она проявлена как биотитизация. Биотитизация вмещающих толщ в пределах рудного поля является отчетливым поисковым признаком оруденения, связанного с гранитоидами.

Литература

1. Богачёв В.А. Иваников В.В., Крымский Р.Ш., Иващенко В.И., Беляцкий Б.В., Гольцин Н.А., Сергеева Э.И., Сергеев С.А. Изохронный Re-Os возраст молибденитов раннедокембрийских порфировых месторождений Карелии // Вестник С.-Петерб. университета. Сер. 7. 2013. Вып. 2. С. 3–20 .
2. Богачёв В.А., Иваников В.В., Сергеев С.А. U-Pb SHRIMP-датирование рудоносных гранитов Лобашского молибденового месторождения (Северо-Восточная Карелия) // Материалы Всероссийской конференции (Петрозаводск, 11–13 ноября 2009). 2009. С. 22–25.
3. Иваников В.В., Богачев В.А., Левченков О.А. Архейский U-Pb цирконовый возраст рудоносной гранитной интрузии на молибденовом месторождении Лобаш (Карелия) // Вестник С.-Петерб. университета. Сер. 7. 2000. Вып. 3. № 32. С. 60–64.
4. Покалов В.Т., Семенова Н.В. Лобаш – первое крупное молибденовое месторождение докембрийского возраста (Карелия) // Геология рудных месторождений. 1993. № 3. С. 262–270.
5. Кулешевич Л.В., Тытык В.М., Коротаева Н.Н. Минералогия руд и околорудно-измененных пород золото-полиметаллического месторождкения Лобаш-1 (Карелия) // Записки РМО. 2004. № 4. С. 39–51.
6. Минерально-сырьевая база Р. Карелия. Петрозаводск. Изд-во: Карелия. 2005. 278 с.
7. Тытык В.М., Фролов П.В. Молибденовое месторождение Лобаш – крупный перспективный объект в Республике Карелия // Труды КарНЦ РАН. 2014. № 1. С. 56–62.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 244–246

Типоморфные особенности самородного золота и электрума из северо-западного фланга Янисйокского благороднометалльного рудопроявления (Питкярантский район, Карелия)

Лавров О.Б.
Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, petrlavrov@list.ru

Аннотация. В работе рассмотрены типомофные особенности и состав самородного золота и электрума из северо-западного фланга Янисйокского благороднометалльного рудопроявления. Минералы изучались с использованием электронного сканирующего микроскопа VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy-350. Формы выделения носителей золота и серебра оказались весьма разнообразными: пластинчатыми, комковидными, пленочными и жилковидными. В зонах с повышенным содержанием арсенопирита установлены две генерации самородного золота и электрума. Установлен ютенбогаардтит – новый для данного рудопроявления минерал, содержащий Au и Ag.

Ключевые слова: Янисйокское благороднометалльное рудопроявление, арсенопирит, самородное золото, электрум, ютенбогаардтит, типоморфные особенности.

Typomorphic characteristics of the native gold and electrum from the northwestern flanc of Janisjoki noble-metal ore occurrence (Pitkaranta region, Karelia)

Lavrov O.B.
Institute of Geology, KarRC RAS, Petrozavodsk, petrlavrov@list.ru

Abstract. The typomorphic characteristics and composition of native gold and electrum from the northwestern flank of the Yanisjoki noble-metal ore occurrence are discussed. The minerals were studied using a VEGA II LSH (Tescan) scanning electron microscope with an INCA Energy-350 energy-dispersive microanalyzer. Gold and silver-bearing aggregates displayed a variety of shapes: lamellar, clumpy, film-like and vein-like. Zones with elevated arsenopyrite concentrations were found to contain two generations of native gold and electrum. Jutenbogaardtite, an Au- and Ag-bearing mineral new to this ore occurrence, was revealed.

Keywords: Janisjoki noble-metal ore occurrence, arsenopyrite, native gold, electrum, uytenbogaardtite, typomorphic characteristics.

Исследователям, интересующимся вопросами металлогении Северного Приладожья, хорошо известно благороднометалльное проявление Янисйоки (Янис). Оно было выявлено в ходе геолого-поисковых работ, выполняемых сотрудниками ГГУП СФ «Минерал» на территории Питкярантского района Республики Карелия в 2000 г. В 2001 в геолого-поисковых работах на площади рудопроявления и за ее пределами принимал участие и автор данной публикации. Рудопроявление, в основном, приурочено к трещинной интрузии тоналитов (преобладают), плагиогранитов и диоритов, слагающих г. Лоухиваара и ряд возвышенностей под общим названием Питкямяет.

Интрузия прорывает терригенные толщи калевийского надгоризонта палеопротерозоя, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации. Они представлены ритмичнослоистыми метапесчаниками, метаалевролитами субширотного простирания (на СЗ фланге рудопроявления) а также андалузит-кордиеритсодержащими сланцами.

СЗ фланг рудопроявления характеризуется наличием большого количества кулисообразных даек и апофиз тоналитовой интрузии, проявлением метасоматических изменений и сульфидной минерализации. Сам же дайковый рой прослеживается на 3 км к СЗ от основной Янисйокской интрузии. На этом фланге дайки основного состава превращены в амфиболиты, кроме них встречаются тоналиты, тоналит-порфиры и диориторые порфириты. По периферии дайкового роя наблюдались единичные тела кварцевых порфиров. Ряд даек подверглись сдвиговым деформациям, рассланцеванию и пропилитизации. Метасоматиты отличаются аномальными содержаниями As, Pb, Zn, Bi,

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 244–246

Sb, Cu, Ag, Mo, W. С метасоматическими образованиями, контролируемыми левосдвиговыми разрывными нарушениями С-СЗ простираний, сопряжены поперечные трещины скола. Они выполнены субширотными жилами и прожилками бесцветного кварца с крупнозернистым арсенопиритом и минералами Au, Ag.

Благороднометалльная минерализация локализуется также вдоль контактов даек СЗ простирания с метатерригенными породами в маломощных зонах интенсивного окварцевания. Наиболее оруденелые участки содержат до 30-40 % арсенопирита (у бывшего финского хутора Ууситало). Содержание золота в штуфных пробах, взятых из обогащенных арсенопиритом участков, достигает 3 г/т.

Биотитизация и окварцевание, реже – пропилитизация – характерные изменения, накладывающиеся на метатерригенные породы. Самая крупная по наблюдениям автора оруденелая зона по метаосадкам имеет мощность около 3 метров. В этих породах арсенопирит распространен в виде неравномерной вкрапленности призматических зерен размером до 2.0 мм, с ним ассоциируют пирротин, халькопирит, пирит, реже галенит и сфалерит.

Арсенопирит, встречающийся в кварцевых прожилках, представлен отдельными зернами призматического и ромбического сечения размером до 3.0-3.5 мм, в агрегатах его размер – от 0.1-0.24 мм до 8.0 мм. Как правило, зерна арсенопирита трещиноваты, частично замещены скородитом. Другие сульфиды, встречающиеся в кварцевых жилах: пирротин, халькопирит, молибденит и поздний марказит. Пирит образует кубического габитуса зерна размером до 2.5 мм, замещенные гидроокислами Fe.

При более детальном исследовании минералов продуктивной арсенопирит-кварцевой ассоциации с помощью электронного сканирующего микроскопа VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy-350 были установлены составы самородного золота и электрума, а также выявлен новый для данного объекта минерал – ютенбогаардтит (табл. 1).

Таблица 1. Химические составы самородного золота, электрума и ютенбогаардтита из северо-западного фланга Янисйокского благороднометального рудопроявления.

Table 1. Chemical compositions of native gold, electrum, and uytenbogaardtite from the northwestern flank of the Janisjoki noble-metal ore occurrence.

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Au	73.81	76.87	79.90	85.70	52.35	56.74	60.79	64.41	34.91	31.61
Ag	26.19	23.13	20.10	14.29	47.65	43.26	39.21	35.59	52.61	55.06
S									12.48	13.33

Примечание: 1-4 – самородное золото; 5-8 – электрум; 9-10 – ютенбогаардтит.

Самородное золото и электрум в кварцевых прожилках образуют субмикроскопические включения в арсенопирите размером около 1 мкм. Кроме того, наблюдались выделения пленочного золота в срастании с магнетитом в одном случае и с шеелитом (размер 10 мкм) в другом среди арсенопирита (рис. 1 а). Трещины в последнем иногда выполняет пленочное золото. Пробность его достигает 820 ‰.

Электрум формирует удлиненные зерна размером 25 мкм, напоминающие микропрожилки, локализующиеся в скородите между зернами измененного арсенопирита и в относительно «свежем» арсенопирите. В последнем случае электрум с двух сторон обрастает оторочкой ютенбогаардтита (рис. 1 в).

Отдельные «нити» этого минерала проникают по трещинам в арсенопирит. Содержание Au в электруме, который встречался в относительно крупных выделениях, варьирует незначительно: от 54.20 % в краевой части зерна до 55.23 % в центре.

Среди других рудных минералов, встречающихся в кварцевых прожилках, следует упомянуть микропластинчатый молибденит, галенит, серебросодержащий (Ag – 12.5 %) галенит и теллурид висмута.

В зонах с богатой арсенопиритовой минерализацией самородное золото и электрум встречаются в виде зерен комковидной формы размером от 5 до 15-17 мкм. Пробность золота – 829 ‰. Оба минерала также образуют тончайшие пленки в трещинах индивидов арсенопирита. Причем, и золото, и электрум пленочной формы характеризуются большим содержанием Ag по срав-

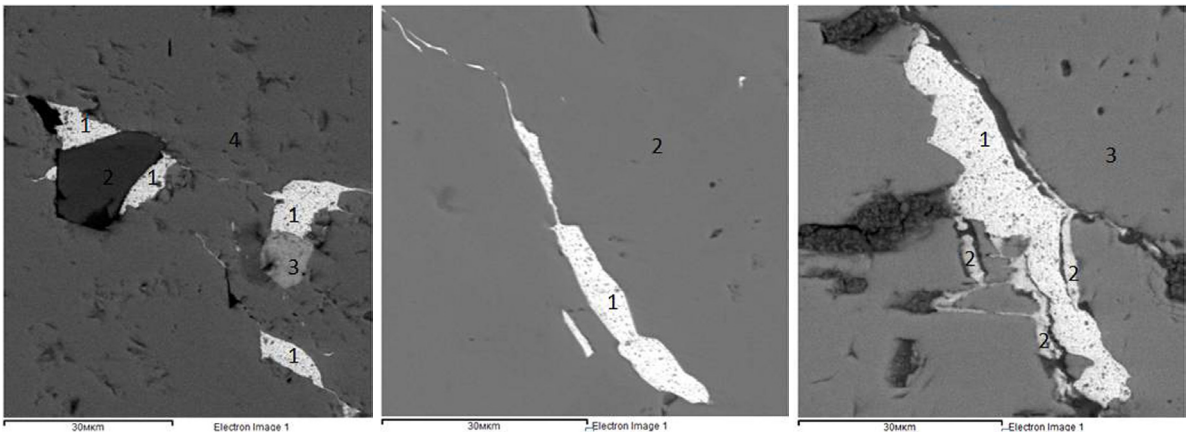


Рис. 1. Самородное золото, электрум и ютенбогаардтит среди арсенопиритовой минерализации северо-западного фланга Янисйокского благороднометального рудопроявления: а – срастание самородного золота (1) с магнетитом (2) и шеелитом (3) в арсенопирите (4); в – электрум (1) и ютенбогаардтит (2) в арсенопирите (3); с – электрум (1) в арсенопирите (2).

Fig.1. Native gold, electrum and uytenbogaardtite among the arsenopyrite mineralization of the northwestern flank of Janisjoki noble-metal ore occurence: a – coalescence of native gold (1) with magnetite (2) and scheelite (3) in arsenopyrite (4); b – electrum (1) and uytenbogaardtite (2) in arsenopyrite (3); c – electrum (1) in arsenopyrite (2).

нению с теми же минералами комковидной формы. Соответственно, золото содержит 21.8 % Ag, электрум – 44.4 % Ag. Очевидно, здесь наблюдаются разные генерации благородных минералов. Галенит и минералы системы Ag-Pb-Bi-S представлены в виде мельчайших включений в арсенопирите из богатых руд. Иногда галенит содержит до 10.4 % Ag, а свинцово-висмутовые сульфосоли представляют собой высокосеребристые фазы (до 20 % Ag).

В метатерригенных породах некоторые зерна арсенопирита обладают интересной особенностью – имеют неоднородное строение: внешняя кайма зерен более мышьяковистая, а внутренние участки – более сернистые (обратная зональность). Самородное золото комковидной формы и размером до 8 мкм встречается в зернах арсенопирита и в единичном случае – среди альбита. Его пробность достигает 762 ‰. А вот самородное золото пластинчатой формы – более высокопробно – от 827 до 857 ‰.

Электрум, как правило, распространен в виде удлиненных зерен размером 40 × 13 мкм или представлен жилковидной формой длиной до 60 мкм в зернах и трещинах арсенопирита (рис. 1 с). Его химический состав характеризуется однородностью. Между зернами кварца и арсенопирита, пирротина и арсенопирита локализуется цумоит (Bi□Te□), а в галените – самородный висмут.

Из особенностей распределения, форм нахождения самородного золота и электрума в кварцевых прожилках, зонах интенсивной сульфидизации и метасоматически измененных метатерригенных породах северо-западного фланга Янисйокского благороднометального проявления следует подчеркнуть следующее. Приуроченность к арсенопиритовой минерализации и чрезвычайно мелкий размер минеральных включений (от 1, редко до 60 мкм). Формы выделения носителей золота и серебра разнообразны: пластинчатые, комковидные, пленочные, удлиненные, жилковидные. Пробность золота средняя и низкая. В зонах с повышенным содержанием арсенопирита установлены две генерации самородного золота и электрума. Установлен ютенбогаардтит – новый для данного рудопроявления минерал, содержащий Au и Ag.

Работа выполнена в рамках темы НИР № ГР АААА-А18-118020290084-7.

Литература

1. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 1. Петрозаводск. Изд-во: Карелия. 2005. 278 с.
2. Объяснительная записка к Государственной Геологической карте РФ масштаба 1: 200 000. Издание второе. Карельская серия. Листы P-35-XXIV, P-36-XIX. Составители К.И. Степанов, Д.М. Санин, Г.Н. Санина. Редакторы Ю.Б. Богданов, В.Г. Легкова. Эксперты НРС К.Э. Якобсон, Л.Р. Семенова. Москва. МФ ВСЕГЕИ. 2013. 231 с.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 247–251

Методика численного прогнозирования редкометалльных россыпей на основе формализации факторов россыпеобразования (на примере лопаритовых россыпей Ловозерского массива)

Лаломов А.В., Бочнева А.А.
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, lalomov@mail.ru

Аннотация. В пределах северной периферии Ловозерского массива (Кольский полуостров) выделены основные факторы формирования редкометалльных лопаритовых россыпей ближнего сноса. Произведена формализация (численная оценка) факторов; выработаны мультипликативные показатели, отражающие россыпной потенциал территорий; произведена оценка эффективности разработанных показателей на эталонных объектах северной периферии массива. Разрабатываемая методика позволяет автоматизировать процесс прогнозирования редкометалльной россыпной металлоносности.
Ключевые слова: редкометалльные россыпи, Ловозерский массив, прогнозное моделирование.

Method of numerical forecasting of rare metal placers based on formalization of placer formation factors (on the example of loparite placers of the Lovozero massif)

Lalomov A.V., Bochneva A.A.
Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of Russian Academy of Science, Moscow, lalomov@mail.ru

Abstract. Within the northern periphery of the Lovozero massif (Kola Peninsula), the main factors of the formation of rare-metal loparite placers of the near drift have been identified. The formalization (numerical assessment) of the factors is made. Multiplicative indicators reflecting the placer potential of the territories were developed. Assessment of the effectiveness of the developed indicators was made on the reference objects of the northern periphery of the massif. The developed methodology makes it possible to automate the process of forecasting of the rare metal placer parameters.
Key words: rare metal placers, Lovozero massif, predictive modeling.

Редкие металлы (в число которых входят и редкоземельные) являются основой развития современных инновационных технологий. Прогнозирование месторождений редких металлов возможно только на основе комплексного анализа всей совокупности факторов, объединенных в геолого-генетических моделях месторождений, использующих количественные оценки. В условиях нерентабельности экстенсивного развития промышленной базы необходима разработка новых технологий решений геологических задач. В число таких направлений входит «переход к передовым цифровым, интеллектуальным производственным технологиям, роботизированным системам, новым материалам и способам конструирования, создание систем обработки больших объемов данных, машинного обучения и искусственного интеллекта» (Указ …, 2016).

Для создания таких методик в области россыпей необходимо детально проанализировать данные по эволюции россыпеобразующих формаций в различных литогенетических, вещественных, геолого-структурных и литодинамически системах, конкретизировать, формализовать и ранжировать факторы россыпеобразования. На основе формализованных (количественно оцененных) факторов методами численного компьютерного моделирования и ГИС-технологий создается система пространственно привязанных мультипликативных показателей, оценивающих потенциал россыпной металлоносности. Полученные результаты используются для создания методики прогнозной оценки россыпной металлоносности на закрытых и малоисследованных территориях. В качестве объекта исследований для разработки моделей редкометалльных россыпей ближнего сноса были использованы россыпи лопарита северной периферии Ловозерского массива.

Ловозерский массив, относящийся к позднедевонскому комплексу щелочных и нефелиновых сиенитов, вмещает несколько рудных горизонтов уртитов, содержащих промышленные концентрации лопарита, который представляет собой высококомплексное редкометалльное сырье, содержащее Nb_2O_5 – 8.3 %, Ta_2O_5 – 0.67, TiO_2 – 39.8, ΣTR_2O_3 – 34.9 (Когарко, 2002).

За счет эрозионных процессов на периферии массива образовались лопаритовые россыпи, промышленная значимость которых установлена по северной периферии плутона в пределах Ревдинского россыпного поля (Шомиокский и Сергеваньский участки). Местоположение россыпей контролируется участками максимального вскрытия лопаритоносных пород дифференцированного комплекса (ледниковыми карами и долинами, поставлявшими фрагментированный обломочный материал в зону предгорий) и элементами рельефа, благоприятными для накопления лопарита – локальными депрессиями коренного ложа (Лаломов и др., 2019).

При прогнозировании россыпей необходимо учитывать комплекс факторов, влияющих на металлоносность отложений – наличие коренных источников, динамические и литофациальные условия, геоморфологический контроль, тектонические условия и т.д. Только в условиях оптимальной совокупности таких факторов происходит образование россыпей, имеющих промышленное значение.

Сами по себе факторы россыпеобразования достаточно хорошо изучены (Шило, 2002; Патык-Кара, 2008), часть из них имеют количественную оценку, но большинство исследованы на качественном уровне. Авторами была поставлена задача компьютеризировать процесс прогнозирования россыпей (на данном этапе – редкометалльных россыпей ближнего сноса) на основе формализованных (количественно оцененных) факторов россыпеобразования.

Для этой цели для Ревдинского россыпного поля был выбран полигон моделирования, включающий эталонный (Шомиокский) и тестовый (Сергеваньский) участки (рис. 1). На участке 8 × 11 км, где были разведаны россыпи лопарита (Лихачев, 1984), по сети с элементарной ячейкой 500 м была собрана информация по россыпной металлоносности, рельефе, геоморфологии, мощности осадочного чехла, литолого-фациальным и стратиграфическим характеристикам осадочного чехла и кристаллического фундамента. Собранные данные были размещены в созданной на ГИС-основе базе данных.

Одним из наиболее значимых факторов контроля россыпной металлоносности является фациально-стратиграфический (ФС): россыпи приурочены в основном к верхнечетвертичным гляциальным отложениям местного горного оледенения и сопровождающих их флювиогляциальным комплексам.

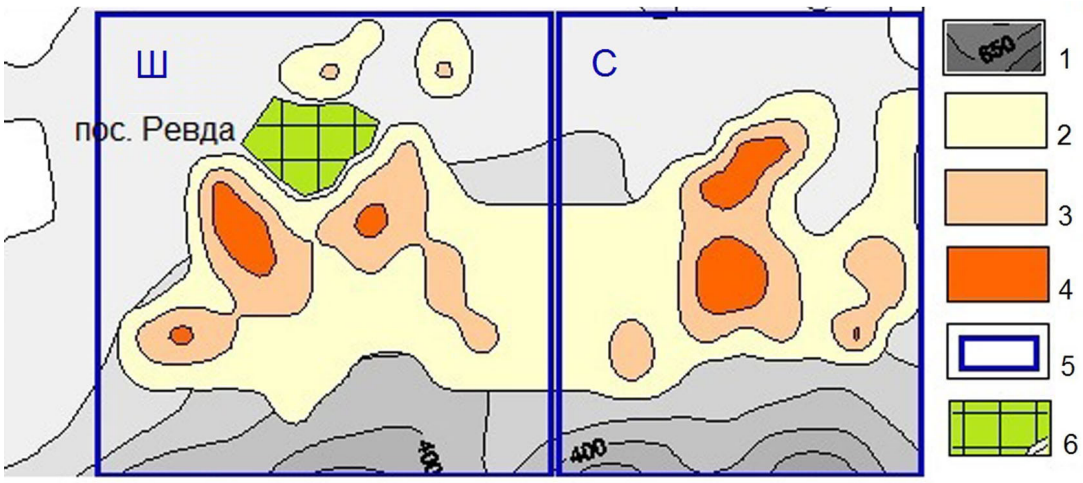


Рис. 1. Ревдинское россыпное поле и полигон моделирования.
1 – высотные отметки рельефа; 2–4 – содержания лопарита в россыпи (кг/м3): 2 – 2–4, 3 – 4–6, 4 – более 6; 5 – границы участков: Ш – эталонный Шомиокский, С – тестовый Сергеваньский; 6 –населенный пункт (пос. Ревда).

Fig. 1. Revda placer field and modeling polygon.
1 – elevation marks of the relief; 2–4 – content of loparite in the placer (kg/m3): 2 – 2–4, 3 – 4–6, 4 – more than 6; 5 – boundaries of sites: Ш – reference Shomiok zone, C – test Sergevan zone; 6 – locality (Revda village).

Мощность осадочного чехла (МЧ) закономерно уменьшается по мере удаления от приподнятой части массива, что непосредственно связано с тектоническим режимом блоков массива и фундамента. По этому параметру можно выделить 4 типа рыхлого чехла: (1) отсутствие чехла или маломощные грубообломочные элювиально-делювиальные отложения, приуроченные к приподнятой части и склонам массива; (2) делювиально-пролювиальный чехол мощностью до 5-10 м в периферийных зонах массива; (3) гетерогенный осадочный чехол мощностью до 10-30 м в экзоконтакте массива; (4) гетерогенный чехол мощностью более 30 м в пределах окружающей равнины. В целом концентрическое расположение этих зон нарушается дифференцированными смещениями отдельных блоков фундамента и массива, а также в результате эрозионной деятельности местного ледника, положение которого, в свою очередь, также определяется локальной тектоникой. Россыпи лопарита локализуются преимущественно, в третьей и второй зонах.

Важным фактором аллювиального россыпеобразования является динамические фазы аллювия, отражающие эрозионно-аккумулятивное состояние долин. Для формализации эрозионно-аккумулятивного состояния (ЭАС) площадей авторами был разработан метод и рассчитан баланс материала для элементарной ячейки размером 500 × 500 м – сумма векторов приноса и выноса материала, пропорциональных разности высот с соседними ячейками. Для ячеек с преобладанием аккумуляции значения ЭАС положительные, эрозии – отрицательные.

Для учета геоморфологического фактора был применен показатель энергии рельефа (ЭР) (Спиридонов, 1985), рассчитываемый как разница, между максимальной и минимальной высотами в окружающих ячейках, деленная на высоту в центре ячейки.

ЭАС и ЭР рассчитываются на основе данных оцифрованного рельефа и являются независимыми от россыпной металлоносности. ФС и МЧ-фактор формализуются на эталонных участках, где имеются уже выявленные россыпи, их применение возможно только на объектах, аналогичных эталонному по геологическому строению и минеральному составу.

Формализация ФС и МЧ-фактора осуществлялась следующим образом: на эталонном объекте в каждой выделенной зоне с использованием данных разведочных работ (в нашем случае использован План изолиний содержаний лопарита Ревдинского россыпного месторождения (Лихачев, 1984) подсчитывается среднее содержание лопарита. Сумма средних содержаний по всем зонам нормируется на 1, после чего рассчитывается коэффициент перспективности для каждой зоны, который присваивается каждой ячейке, попадающей в эту зону.

Для создания обобщенных прогнозных характеристик на данных эталонного объекта (Шомиокский участок) была построена матрица парных коэффициентов корреляции между выделенными факторами и содержаниями в россыпи лопарита (таблица). Факторы ФС, МЧ и ЭАС находятся в положительной корреляции с содержанием в россыпи лопарита, ЭР – в отрицательной.

Таблица. Коэффициенты корреляции (R) между содержаниями лопарита и формализованными показателями россыпной металлоносности для эталонного Шомиокского участка.

Table. Correlation coefficients (R) between the grade of loparite and formalized indicators of the grade of placer metal for the reference Shomioks zone.

	Факторы россыпеобразования				$МП_{эт}$
	ФС	МЧ	ЭАС	ЭР	
R	0.54	0.46	0.23	-0.26	0.57

Примечание. $МП_{эт}$ – рассчитанный мультипликативный показатель для эталонного участка. Критическое значение R = 0.18 при объеме выборки N = 184 и доверительной вероятности α = 0.99.

В нашем случае МП для каждой элементарной ячейки i (МПi) по формуле (1) был рассчитан как произведение значений факторов для этой ячейки, имеющих положительную корреляцию с содержанием лопарита, деленное на значение фактора с отрицательной корреляцией:

$$МП_i = (ФС_i \times МЧ_i \times ЭАС_i) / ЭР_i \quad (1)$$

Коэффициент корреляции МП с содержанием лопарита на эталонном участке (R = 0.57) является значимым для данной выборки (критическое значение R = 0.18 при объеме выборки N = 184 и доверительной вероятности α = 0.99), что позволяет использовать его в качестве критерия выделения площадей для поисков проявлений редкометалльных россыпей ближнего сноса.

Верификация предлагаемого алгоритма прогнозирования была проведена на тестовом Сергеваньском участке, для которого на ГИС-основе был рассчитан массив пространственно привязанных мультипликативных показателей (МП-тест).

Коэффициент корреляции рассчитанных значений МП-тест с содержаниями лопарита в россыпи, полученными по разведочным данным, R равен 0.55 (рис. 2). Это показывает возможность использования предлагаемой методики и расчетных мультипликативных показателей для прогнозирования редкометалльных россыпей ближнего сноса для постановки поисковых работ.

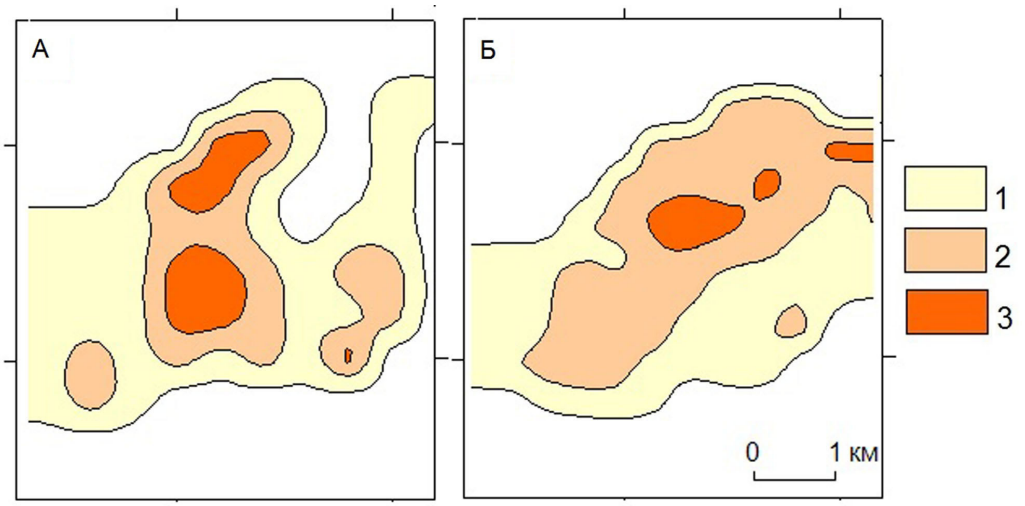


Рис. 2. Верификация методики прогнозирования редкометалльных россыпей на основе расчета мультипликативных показателей на Сергеваньском участке. А – содержания лопарита в россыпи по данным геологоразведочных работ; Б – расчетные значения по мультипликативным показателям. 1–3 – содержания лопарита в россыпи (кг/м^3): 1 – 2–4, 2 – 4–6, 3 – более 6.

Fig. 2. Verification of the methodology for forecasting of rare metal placers based on the calculation of multiplicative indicators at the Sergevan zone. A – grade of loparite in placer according to geological exploration data; B - calculated values for multiplicative indicators. 1–3 – grade of loparite in the placer (kg/m^3): 1 – 2–4, 2 – 4–6, 3 – more than 6.

Разрабатываемая методика основана на анализе механизма принятия экспертом решений по оценке россыпного потенциала площадей и предлагает комплекс технологических решений, позволяющих имитировать когнитивные функции человека. Она даёт возможность с использованием гибридной системы, работающей в режиме диалога «оператор – компьютер», получать при выполнении конкретных задач результаты, сопоставимые с результатами интеллектуальной деятельности человека. Аналогичный подход уже используется для экспресс-оценки новых рудопроявлений золота в Арктической зоне России (Чижова и др., 2019).

Таким образом, на основе формализованных (количественно оцененных) факторов россыпеобразования, методами численного компьютерного моделирования и ГИС-технологий создана численная система расчета и позиционирования мультипликативных показателей, оценивающих потенциал россыпной редкометалльной металлоносности.

На «полигоне моделирования» с уже известными месторождениями и россыпепроявлениями в пределах «эталонной» выборки данных формализованные показатели выделяются и оцифровываются, верифицируются на «тестовой» выборке, и в случае подтверждения ее адекватности система может быть использована для прогнозирования россыпного потенциала на площадях, сходных по

геолого-структурным и металлогеническим характеристикам с полигоном моделирования. Метод получил подтверждение на участке Сергеваньский.

Создаваемая система позволяет собирать, хранить, обрабатывать и визуализировать данные на всех этапах процесса создания прогнозных оценок. Система не требует специализированных данных и использует данные стандартных геологических отчетов и картографические материалы. Применение методики основано на стандартных алгоритмах и не стребует от оператора высокой квалификации и обширного геологического опыта.

Работы проведены в рамках государственного задания по программе № 0136-2019-0006.

Литература

1. Когарко Л.Н. Проблемы генезиса гигантских редкометалльных месторождений Кольского полуострова / Российская Арктика: геологическая история, минерагения, экология. СПб. Изд-во: ВНИИОкеангеология. 2002. С. 773–787.
2. Лаломов А.В., Григорьева А.В., Бочнева А.А., Магазина Л.О., Чефранов Р.М, Редкометалльные россыпи Ловозерского массива // Разведка и охрана недр. 2019. № 1. С. 51–56.
3. Лаломов А.В., Чефранов Р.М. Разработка метода прогнозирования потенциала россыпей на основе формализации факторов россыпеобразования на базе лопаритовых россыпей Ловозерского массива // Арктика: экология и экономика. 2020. № 4 (40). С. 54–65. DOI: 10.25283/2223-4594-2020-4-54-65.
4. Лихачев А.С. Геологическая записка к ТЭО и расчету временных кондиций по Ревдинскому россыпному месторождению. ПГО Севзапгеология, Мурманская ГРЭ. Апатиты. 1984. (фондовая, № ТФГИ № 3226).
5. Патык-Кара Н.Г. Минерагения россыпей: типы россыпных провинций. М.: ИГЕМ РАН, 2008. 528 с.
6. Спиридонов А.И., Геоморфологическое картирование. М. Изд-во: Недра. 1985. 184 с.
7. Указ Президента Российской Федерации от 01.12.2016 г. № 642 «О Стратегии научно-технологического развития Российской Федерации» [Электронный ресурс]. 2016. http://www.kremlin.ru/acts/bank/41449 (дата обращения 08.02.2021).
8. Чижова И.А., Лобанов К.В., Волков А.В. Логико-информационные модели для прогноза и оценки новых месторождений золота в Арктической зоне России // Арктика: экология и экономика. 2019. № 4 (36). С. 107–117. DOI: 10.25283/2223-4594-2019-4-107-117.
9. Шило Н.А. Учение о россыпях. Владивосток. Изд-во: Дальнаука. 2002. 576 с.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 252–257

О разных подходах к принципу Кюри

Левин Б.
Иерусалим, Израиль, levinber@yandex.com

Аннотация. Показано наличие двух разных подходов к использованию принципа Кюри. По первому подходу этот принцип понимается и применяется в очень узком минералогическом аспекте. Второй подход расширяет сферу применения этого принципа, но правомерность его применения оспорена в критической статье Ю.Л. Войтеховского (2019). Проанализированы основания и методы этой критики. Все ее претензий ко второму подходу опровергаются.

Ключевые слова: симметрия, диссимметрия, принцип Кюри, геологические системы и процессы.

About different approaches to the Curie principle

Levin B.
Israel, Jerusalem, levinber@yandex.com

Annotation. The presence of two different approaches to the use of the Curie principle is shown. First approach apply it in a very narrow mineralogical aspect. The second approach extends the scope of this principle to the whole of geology. But the validity of its application is disputed in a critical article by Y. Voitekhovsky (2019). This article analyze the basis and methods of that criticism. All claims to the second approach are refuted.

Key words: symmetry, dissymmetry, Curie principle, geological systems and processes.

Вступление

Принцип Кюри (Кюри, 1966) обычно понимался лишь в минералогическом его аспекте, но и тут в последние десятилетия применялся крайне редко. Пару лет назад, был предложен вариант, значительно расширивший сферу его применения (Левин, 2018), при этом без дискредитации предыдущих схем его использования. Затем, в сборнике Ферсмановской научной сессии, появилась статья (Войтеховский, 2019) с критикой этого широкозахватного варианта (далее – широкий подход), вплоть до отрицания его как такового.[1] Критик, по сути, утверждал единственность и исключительность предшествовавшего подхода (далее – узкого), под который он подвел еще и некоторую базу в виде ограничительных установок. Ранее таковые широко не озвучивались, хотя, возможно, подразумевались по умолчанию. Именно из них вместе с положениями, развиваемыми в критикуемой статье, вытекает появление ныне двух принципиально разных подходов к использованию принципа Кюри.

Отсюда, проявляется необходимость ясно оконтурить эти подходы и сравнить их возможности. При этом будет так же полезно разобраться в сути указанной критики, на которой и базируется обоснование критиком исключительной верности лишь его подхода.

О сущности спора

Сначала, для ясности понимания, о самом предмете обсуждения. Принцип Пьера Кюри (Кюри, 1966) устанавливает связь между симметриями причины и ее следствия. Главное его положение, в формулировке академика А.В. Шубникова, звучит так: *«Когда несколько различных явлений природы накладываются друг на друга, образуя одну систему, диссимметрии их складываются. В результате остаются лишь те элементы симметрии, которые являются общими для каждого явления, взятого отдельно»* (Шубников,1956).

Второе предложение этого определения ясно расшифровывает первую его фразу, не очень простую для широкого восприятия, потому что термин «диссимметрия», мало знаком геологическим кругам вне рамок кристаллографии. И сам по себе этот термин неоднозначен. Ввел его в науку Луи Пастер (1960), обозначив им избирательность направления закрутки биологически актив-

[1] И то же самое сдублировано Ю.Л. Войтеховским в «Записках РМО» № 3 2019 г. с заменой лишь первого абзаца.

ных соединений. А у Кюри, согласно разъяснениям А.В. Шубникова (1956), смысл этого термина совершенно иной – он охватывает весь тот комплекс возможных (т.е., теоретически известных) элементов симметрии, которые отсутствуют у рассматриваемого явления. Попросту говоря, здесь понятия «симметрия» и «диссимметрия» дополняют друг друга до полного списка возможных элементов симметрий. Поэтому, когда речь идет о наложении друг на друга двух или более явлений (их суперпозиции), то два следующих выражения синонимичны: 1) диссимметрии складываются, и 2) различающиеся симметрийные признаки взаимно погашаются. Оба они имеют один и тот же смысл.

Есть вопрос даже в том, как понимал данный термин сам Кюри. Наблюдения и выводы Пастера он не только принимал, но еще их развивал и физическое осмысливал, вплоть до того, что сам принцип односторонней закрутки биовеществ в организмах именуется в биологии принципом Пастера-Кюри (Ганелин, 2008). Исходя из всего этого, мало вероятно, что термин «диссимметрия» в указанном смысле (по Шубникову) обретет широкое признание, во-первых из-за своей избыточности в самой кристаллографии, и во-вторых, в силу конфронтации с другим его значением вообще в науке. А вот Ю.Л. Войтеховский этому термину придает определяющее значение, вводя его даже в обозначение принципа.

Впрочем, камень преткновения в данной альтернативе применения принципа Кюри – это не терминологические нюансы, а вопрос – что следует понимать под авторским понятием «явление»? Дискуссия по этому вопросу может способствовать приближению к истине, но не иначе, как при равноправном допуске к ней обеих сторон, что до сих пор не имело места. Ну а в целом ответ на вопрос о правильности того или иного направления в конечном итоге даст сама наука в виде той или иной практики его конкретного использования.

Суть узкого подхода

Итак, узкий подход к использованию принципа Кюри кратко задекларирован Ю.Л. Войтеховским (2019), как единственно приемлемый и прямо опирающийся на классику (Кюри, Шубников) при подчеркнутом педалировании на понятие «диссимметрия». Ну а действительная основа этого подхода в том, что из всего множества явлений, действий, процессов выбираются некие *однородные явления, «прозрачные» друг для друга воздействия, однородные последовательные воздействия* (это все синонимы из формулировок, перемежающих критику другого подхода), и утверждается, что лишь к таковым может быть применен принцип Кюри. При этом заявлено, что понятие «суперпозиция» легитимно при взаимодействии только таких явлений, но вот ясного разъяснения их сущности там не дано.

Потому остается лишь фиксировать, что постулировано какое-то сильное ограничение в применении принципа Кюри, и пока на этом все. Будет интересней далее разобрать то, как данный, узкий подход пытается самоутвердиться путем критики другого подхода.

Ну и в дополнение к этой, вынужденно краткой, характеристике узкого подхода, стоит отметить, что принцип Кюри до сих пор использовался только в ограниченной области минералогии, разбирающей зависимость морфологии кристаллов от движения вмещающей среды. Этот факт, как и редкость публикаций даже по этому переделу, наводит на мысль, что классическая формулировка принципа Кюри, при всей ее научной строгости и точности, все же мало подходит для решения минералогических, и вообще геологических, задач. Это не дискредитирует сущность самого принципа, но заставляет задуматься о его форме.

Немного о широком подходе

Классическая формулировка принципа Кюри не учитывает специфики исторических наук. Посему для практического применения этого принципа в геологии, как науке об истории земной коры, требуется некоторая ее модификация. Именно это доказывается и конкретно выводится в статье (Левин, 2018), подпавшей под указанную критику. Основа широкого, геологического подхода как раз и заключается в положении об универсальности принципа Кюри, распространения его на все процессы, как в минералогии, так и вне ее рамок. Иначе говоря, в понятии «явление» Пьера Кюри обе его части – и причина, и следствие - наполняются конкретным содержанием: причи-

на – это геологический процесс, а следствие – произведенное или же преобразованное этим процессом геологическое проявление (кристалл, горнопородное тело, тектоническая структура и пр,). То есть, в широком понимании принцип Кюри устанавливает связь между симметриями геопроцесса и его материальных результатов. Отсюда понятно, что при таком подходе он должен иметь большое значение для геологических дисциплин в качестве ключа к генетическому анализу.

Для достижения указанной цели в данном подходе модифицируется формулировка принципа Кюри, которая при этом превращается в легче воспринимаемые и применимые на практике положения. В то же время, здесь не допускается никакого покушения на четкость и строгость авторского варианта этого принципа. Последнее ясно просматривается в исходной статье (Левин, 2018) – в ней на каждом этапе логической модификации принципа, каждое новое положение проверялось на соответствие такового факту сложения диссимметрий. Именно этот термин и применялся при таких операциях проверки, но и только в них, тогда как в общих построениях как рабочий инструмент данного подхода приняты, все же, более ясные и простые в обращении понятия - «симметрия» и «симметрийные признаки».

Более детально о данном подходе можно прочитать в самой статье, а сейчас конкретно о ее критике – полезно разобраться, на чем она базируется и насколько доказательна.

Анализ критики широкого подхода

Прежде всего, стоит отметить, что почти половина объема, отведенного критиком разбору данной статьи, занята обширными цитатами из нее. А из собственно авторского текста вышелушивается лишь пара мелких проходных замечаний в 2-3 строки каждое (одно о том, что критик не увидел определенную формулировку, другое – о нестрогости некоторых выражений), и третье, более развернутое, разбирающее некий мысленный опыт (иллюстративную модель) из самого начала статьи. И всё, этими тремя мелкими зацепками критика и исчерпалась, хотя вот выводы ее оказались бескомпромиссными.

Уже из такого, очень поверхностного, взгляда можно понять, что критикой не задето никаких принципиальных положений, построений, выводов и примеров применения данного принципа. Оказывается, весь существенный материал критике не подлежит. Отсюда вопрос - на чем основано полное отрицание изложенной позиции? И это только первая непонятность. Другие следуют из конкретики указанных выше замечаний. Вот о них далее и по порядку.

К замечанию № 1

Тут сначала приводится короткая фраза из аннотации статьи о сути положения Шубникова-Шафрановского, и по ней заявлено (на стр. 73): *«Но в такой формулировке принципа еще нет, недостает хотя бы вербальной формулы, связывающей две части суждения каким-либо логическим квантором».* Остается загадкой – почему критик зациклился на аннотации, зачем он навесил термин *«формулировка принципа»* всего лишь на краткую информацию оттуда? Ибо в самой статье определение данного принципа дается даже дважды – в основном корпусе текста (стр. 139), плюс еще в заключительном сжатом повторе базовой основы (стр. 143), и звучит оно так: «Система, т.е. любой материальный объект, по разным признакам может характеризоваться различной симметрией».

К замечанию № 2

Второе замечание таково (тоже стр. 73, несколько ниже): *«Употребление слов «по своему образу и подобию», «аналогичными», «сходной» — шаг назад по сравнению с классической формулировкой принципа Кюри, в которой отношения … причины и следствия указаны строго».* Мелководность этого пунктика однозначна при любом внешнем контексте, тем более в данном случае, когда принцип Кюри выводится в совершенно не разработанную до того сферу, Здесь на момент публикации статьи вообще еще не было представлений о симметрии геологических процессов, и потому строгость выражений при сопоставлении процессов и их производных была бы неадекватна существующей тогда научной реальности, иначе говоря, просто блефом. Кюри же обобщал глубоко проработанные им с братом лабораторные эксперименты, потому данные соотношения были уже четко выявлены.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 252–257

Разбор замечания № 3.

Последнее замечание может представиться более существенным, чем предыдущая мелочь, так что его разберем детальней, выделив его провалы и проколы по пунктам.

А) Для начала тут критику понадобилось как-то оправдать выбор для своего выпада такого третьестепенного материала, как вспомогательная модель, созданная лишь для вводной, упрощенной иллюстрации принципа Кюри. Для этого он и выдал идею, что эта иллюстративная модель есть не что иное, как истинная основа статьи: *«Приведенные формулировки* (процитированные им из критикуемой статьи, БЛ) *в значительной мере базируются на модельном примере».* (тоже стр. 73, еще ниже). Однако, во-первых, иллюстрация в принципе не может быть базой логического вывода формулировок. Правда, в статье можно найти что-то вроде того, что данный опыт как бы подсказывает то или другое направление мысли. У таких фраз чисто вспомогательная стилистическая функция, и не более того. А во-вторых, критик видимо забыл (хотя заведомо знал) о факте появления этого модельного опыта лишь в последнем варианте статьи. Первые варианты последовательно отвергались редакцией журнала, и из отрицательных отзывов было видно, что рецензенты просто не понимали сути излагаемого подхода. Вот и приходилось переписывать статью, добиваясь все большей доходчивости, пока, наконец, не появился этот модельный опыт как простейшая иллюстрация действия принципа Кюри.

Б) Следом, уже на стр. 74, идет: *«Нам представляется, что автор модели запутал сам себя»*. Так, раз сказано, что автор запутался, то ожидаем от критика демонстрации этой путаницы в данном опыте – в его постановке или проведении. Однако, сам описанный в статье опыт критик никак не обсуждает, а уходит в любимую им риторику о каких-то ограничениях заявляя об использовании в модели разнородных процессов вместо требуемых им каких-то однородных. В этом и состоит «запутывание» автора статьи? Очень своеобразная интерпретация. Ну а далее идет еще своеобразней – оказывается критику все это просто неинтересно. Последнее – здесь не выдумка, а то, что выложено в критике прямо и конкретно: *«Суть дела гораздо интереснее при наложении однородных, «прозрачных» друг для друга воздействий».* Напрашивается естественный вопрос – является ли научный интерес к чему-то определенному (безусловно имеющийся у любого исследователя) основанием для отвержения того, что имело несчастье оказаться вне интереса конкретного отвергателя?

В) Наконец критик переходит от пустой словесной эквилибристики к конкретной попытке дискредитировать мысленный опыт путем его усложнения, невзирая на то, что усложнение модели – операция нелегитимная. Модель на то и модель, что бы отобразить то или иное явление самым простейшим образом. Ну да ладно, закроем на это глаза – вдруг, действительно, критику таким вот неформальным путем (типа математического метода «доведение до абсурда») удастся хотя бы здесь выявить хоть какую-то неправомочность материала статьи… Посмотрим же, что у него получилось в итоге (тоже стр. 74 почти у конца разбора статьи): «*Пример* (т.е. усложнение критиком модельного опыта, БЛ) *показывает, что восстановление причин по следствиям при суперпозиции коррелированных (частично однородных) воздействий – нетривиальная задача*». В сопоставление с этим тут же просится фраза из им же раскритикованной статьи: *«В целом, это нетривиальная логическая задача, решение которой может быть неоднозначным»* (Левин, 2018, стр. 138). (Подчеркнуто здесь в обеих цитатах мною. БЛ)

Вот так, обе цитаты – как с одного гнезда! Оказалось, критик статьи утверждает то же самое, что и ее автор, правда, вставив еще и свои любимые словечки про однородность и пр.

Полезно разобраться – откуда же взялось такое сходство? Здесь не стоит вдаваться в детали того мысленного опыта, так же как и в его изменение (усложнение) критиком – кто захочет, может посмотреть в оригиналах, однако, для прояснения столь интересной ситуации придется продублировать тут из статьи принцип Кюри в варианте его переложения для геологических исследований.[2] Он состоит из двух взаимодополняющих аспектов:

(1) Наличие у объекта признаков (частей) с разными симметриями есть свидетельство его полигенетичности – наложения друг на друга разных процессов;

[2] В статье этот геологический вариант принципа Кюри назван принципом Кюри-Шубникова-Шафрановского.

(2) Признаки системы с одинаковой симметрией, вероятней всего, созданы единым процессом со сходной симметрией.

Аспект № 2 имеет вероятностный характер (в отличие от однозначного первого аспекта) - слова «вероятней всего» подчеркнуты и в самой статье. Так модельный опыт был построен на первом из них, потому что использование второго аспекта не соответствовало цели моделирования - оно усложнило бы восприятие из-за своей неоднозначности (и это лишний раз подтверждает абсолютную бессмысленность подачи данного модельного опыта как базовой основы статьи – см. пункт А). Отсюда, в этой модели все три признака системы (обособленные в трех подсистемах) четко отличались друг от друга своими симметриями, вызванными тремя разными процессами. А критик, надумав навести общее свойство с единой симметрией на все три подсистемы (общий для всех цвет), перебросил тем самым модельный опыт в ситуацию второго аспекта и, конечно, получил неоднозначность, в полном соответствии с логикой вывода данной модификации принципа Кюри. Он сам, очевидно, этого перескока не осознал, не понял, что ситуация уже не та и обрадовался, что нашел де какую-то слабину. Итак, запутался здесь отнюдь не автор статьи (см. пункт Б), а, наоборот, ее критик. И выдал эту свою путаницу в печать с немалым апломбом.

Некоторые дополнительные моменты критики

Для полноты разбора надо отметить у критика и нечто снисходительное (стр.74, в начале раздела «Заключение»): *«Отдадим должное...»*, и затем идет перечисление, что он готов оценить хоть как-то положительно, а именно попытки *«переосмыслить, уточнить, расширить и сделать более понятным принцип Кюри».* Увы, он ничего не понял – в критикуемой им статье все прямо наоборот. Принцип Кюри в ней НЕ переосмысливается, НЕ уточняется, НЕ расширяется и НЕ популяризируется. В ней он остается тем же самым, что был у своего основоположника. Расширяется в ней не сам принцип [3], а сфера его приложения, и именно в связи с выводом его в область геологических исследований, возникает необходимость переформулировать его, при полном сохранении его исходной формулировки. В сказанном нет противоречия – исходная формулировка не ставится под сомнение, более того, по ней все выверяется. А новые формулировки есть просто ее частный случай для применения в геологии. Или даже шире, во всех исторических науках, которые должны восстанавливать процессы по их вещественным следам - от минералогии и палеонтологии до космологии. А изначальная формулировка (по самому Кюри) более обща и объемлет вместе с историческими науками так же еще и все прочие, изучающие свои процессы напрямую, т.е., химию, физику, гидравлику, океанологию и пр., и пр.

Наконец, особо впечатляет резюме всей той критики (там же в разделе «Заключение»): *«... на этот раз он* (принцип Кюри, БЛ) *устоял».* То есть, оказывается, как ни старались Левин и Афанасьев [4] низвергнуть, растоптать, уничтожить принцип Кюри, да не вышло у них ничего – устоял он! Но вот где критик увидел хоть какие-нибудь наскоки на принцип Кюри? Про то его статья помалкивает – во всей критической массе их не узреть.

Подведение итогов по разбору критики

Итак, вот что выпадает в сухой остаток из разобранной выше критики:

1. Главные позиции статьи, ее база, логика, примеры применения принципа Кюри на практике – все это осталось никак не затронутым критикой. Нигде и ни разу.

2. Все негативные выпады сами по себе пусты и бессодержательны, или же являются выдумками, наветами на статью. Никакой из них не выдерживает мало-мальского разбора.

3. Последнее резюме статьи, что, мол, «принцип устоял» – попросту бессмысленно.

---

[3] Принципу Кюри расширяться незачем и некуда – он и так предельно широк. Его термин «явление» покрывает и процессы, и вещественные объекты, и физические поля. Он – всеохватен, что и постулируется в исходной статье (но не в ее критике). Проблема только в том, что применяется он ограничено – в очень узкой сфере.

[4] В разбираемой статье критикуются две абсолютно независимые друг от друга работы (Левин, 2018 и Афанасьев, 2018). Во второй из них принцип Кюри является частью разбора широкой философской проблемы.

Заключение

Все сказанное выше об узком подходе есть лишь фиксация отмеченного в текстах, и не более того. Критическому разбору здесь подвергнуты лишь нападки на широкий подход. Дискуссии в науке – явление нормальное, когда они нацелены на выявление истины, что и должно определять набор используемого инструментария. В целом же в науке наличие разных подходов – явление не исключительное, и в данной ситуации подходы полезней сравнивать и сопоставлять, чем пытаться утопить нежелаемый по каким-то там причинам.

Литература

1. Афанасьев В.П. Человек и природа. Новосибирск. Изд-во: СО РАН. 2018. 93 с.
2. Войтеховский Ю.Л. И снова о принципе П. Кюри // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. 16. С. 68–76
3. Ганелин В.Г. Что такое жизнь с точки зрения геолога // Вопросы философии. 2008. № 6. С. 66–81.
4. Кюри П. О симметрии в физических явлениях: симметрия электрического и магнитного полей // Избр. труды. М.-Л. Изд-во: Наука. 1966. С. 95–113.
5. Левин Б.С. Приложения принципа Кюри в геологии // Зап. РМО. 2018. № 6. С. 136–144.
6. Пастер Л. Избранные труды. М. Изд-во: АН СССР. 1960. Т. 1. 1012 с. Т. 2. 836 с.
7. Шубников А.В. О работах Пьера Кюри в области симметрии // Успехи физ. наук. 1956. Т. 59. Вып. 4. С. 591–602.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 258–264

Принцип Кюри – история становления и перспективы в геологии

Левин Б.
Иерусалим, Израиль, levinber@yandex.com

Аннотация. Согласно принципу Кюри, симметрия процесса отражается на симметрии его продукта. Поэтому он может и должен найти широкое применение в геологических исследованиях для восстановления исходных процессов по их вещественным результатам. Его использование в геологии пока еще тормозится недостаточной разработкой его приложений. В статье намечаются пути применения принципа Кюри в сфере геологии.

Ключевые слова: принцип Кюри, симметрия, геологические исследования, предельные виды симметрии, группы Кюри, пьезоэлектрический эффект, фундамент Омолонского массива.

Curie principle - formative history and prospects in geology

Levin B.
Israel. Jerusalem, levinber@yandex.com

Annotation. According to Curie principle, the symmetry of a process affects the symmetry of its product. Therefore, it can and should be widely applied in geological studies to determine the original processes by their material results. But using of this principle in geology is still insufficient because weak development of its application. The article outlines the ways to promote the Curie principle to geology.

Key words: Curie principle, symmetry, geological research, threshold types of symmetries, Curie groups, piezoelectric effect, Omolon Massif basement.

Введение

Глубокое философское обобщение Пьером Кюри (1966) результатов совместного с его братом Жаком открытия и исследований явления пьезоэффекта было не понято его современниками, на что указывал В.И. Вернадский еще в 20-х годах прошлого века (1978, стр. 177), и также подчеркнул А.В. Шубников (1956). Ну и после недолгого его ренессанса в XX веке (40-70-е годы), связанного с именами А.В. Шубникова и И.И. Шафрановского, оно снова ушло в неприятие и недопонимание его научным миром[1]. Достаточно сказать, что рисунок предельных групп симметрии Кюри выставлен сейчас разве что на десятке сайтов и в основном внегеологической тематики (физика, термодинамика, биология). Причем, везде носит чисто иллюстративный характер – просто как дань некоему прошлому. А в печатных геологических изданиях последнее появление этого изображения (не считая данной статьи) имеет, вообще чуть ли не полувековую давность (Шафрановский, Плотников, 1975). Но хоронить философский прорыв Кюри преждевременно. Об этом – данная статья.

Достижения братьев Кюри

Все началось с того, что Жак и Пьер Кюри задались вопросом об условиях появления разности потенциалов в кристаллах-диэлектриках. Пироэлектрический эффект в кристалле турмалина, т.е. наведение в нем электрического поля при нагревании, был известен давно, но сущность явления оставалась неизвестной. Братья Кюри, отталкиваясь от него, поставили вопрос шире – какие еще воздействия могут вызвать подобные явления, на каких объектах и при каких условиях? В результате глубоких и объемных исследований на приборах, ими же и сконструированных, было открыто явление пьезоэффекта – появление электрического поля в более чем десятке кристаллических веществ при механическом на них воздействии, и выявлены закономерности соотношения кристаллических структур с направлением наведенной разности потенциалов. Таким образом, эти экспериментальные исследования привели к открытию пьезоэлектрического эффекта и глубоким кристал-

[1] Похоже, последней работой на эту тему в тот недолгий период признания была статья автора (Левин, 1979)

лографическим разработкам, на которых ныне базируются целые отрасли промышленности многих стран.[2]

Открытия Пьера Кюри

Затем наступил этап философского осмысления этих практических результатов, и здесь Пьер Кюри совершил прорыв в совершенно неизведанную область, оценить который так и не смогли его современники. Да и в последующих поколениях до этого поднимались только отдельные личности.

Научный прорыв Пьера Кюри состоял из двух самостоятельных, но связанных друг с другом открытий. Первое из них – в области симметрии, и оно раскрывается в трех аспектах: а) понятие «симметрия» Кюри вывел в совершенно новую область – она оказалась присуща не только вещественным объектам (как твердо считали все до того), но также и физическим полям; б) для фиксации этой полевой симметрии в научный обиход было внесено новое понятие – предельная симметрия, т.е. симметрия с бесконечно малыми шагами, и наконец, в) выявлены, описаны и сведены в систему виды этой предельной симметрии.

Спустя время А.В. Шубников (1956) привел эти же виды симметрии Кюри в легко запоминающейся рисуночной форме, расположив их в несколько ином порядке, более соответствующим его, Шубникова, системным разработкам, серьезно продвинувшим понимание всей ситуации (рис. 1). В таком виде они и продолжают фигурировать уже почти 2/3 века. Шубников же дал им и название – предельные точечные группы симметрии. Сейчас, однако, настает необходимость расширить объем всей системы этих понятий и при этом приведенное шубниковское обозначение станет адекватным лишь для части нового объема. Потому далее они будут фигурировать здесь под названиями «виды предельной симметрии» или же просто «группы Кюри».

Второе важнейшее открытие Пьера Кюри – это выявление тесной связи между симметриями причины и ее следствия. Вот эта связь и обозначается ныне как принцип Кюри. Изначально принцип Кюри родился как представление о тесной связи симметрии некоторых определенных кристаллов с симметрией порождаемого ими электрического поля.

Однако, в своем философском обобщении физик Пьер Кюри гениально прозрел возможное (или даже – обязательное) расширение сферы действия данного положения, получившего впоследствии его имя. Явным свидетельством тому является факт, что он в своих формулировках не замыкался на каких-то ограничивающих терминах типа «пьезоэффект», а оперировал максимально расширенным понятием «явление».

Кроме того, это его предвидение ясно выражено им же самим в начальной части своей основополагающей статьи (Кюри, 1966, стр. 96): *«Установление различных видов симметрии* ***может быть разбито на два больших раздела*** *соответственно тому, идет ли речь об определении симметрии некоторой ограниченной системы, или системы, которую можно считать неограниченной.* ***Мы здесь займемся только конечными системами****»*. (Выделения мои. БЛ). То есть, он подчеркивает, что в данной статье выводит типы симметрии кристаллов и полей внутри кристаллических тел, но тут же дает и перспективы дальнейшего развития предлагаемой им симметрийной теории на протяженные среды – неограниченные пространства. Видимо, он сам настраивался заняться этим, но сначала его внимание отвлекла злободневная тогда проблема новых радиоактивных элементов, а затем его ранняя трагическая смерть поставила тут долговременную точку.

О последователях, развивавших идею Кюри

Спустя десятки лет академик А.В. Шубников (1936) ввел понятие кристаллической среды, не имеющей ограничений (в противовес реальному кристаллу, т.е. кристаллическому телу), а затем показал, что симметрия физических свойств кристаллов соответствует именно группам Кюри (Шубников и др., 1940). В 60-х годах профессор И.И. Шафрановский (1968) распространил эти же группы симметрии на маточную среду роста кристаллов, что дало возможность восстанавливать ее ха-

[2] Первые эхолоты с пьезодатчиками появились в 1-ю Мировую войну для борьбы с германскими подлодками – это почти через 40 лет после исследований братьев Кюри.

рактер по морфологии минеральных индивидов. И то, и другое были серьезными рывками в развитии и использовании принципа Кюри, но далее это развитие снова замерзло. Вместе с тем, имеются значительные перспективы подхвата и продолжения того прогресса.

Во-первых, следуя логике самого Кюри, нужно развивать учение симметрии для сплошных, неограниченных сред. Они не замыкаются только на поля, физические свойства кристаллов и их маточные среды. В качестве ориентировочной наводки можно назвать, к примеру, состояния среды при формировании магматических или метаморфических объектов. Применяемые в таких ситуациях PT-диаграммы, не соотносятся с понятиями симметрии, и похоже, что из-за этого упускается важный инструмент генетического анализа.

Простой пример – как указывалось уже выше, группы Кюри в интерпретации Шубникова (рис. 1) хоть и малоприметно, но все же фигурируют на интернет-сайтах ряда наук, однако, скорее как дань авторитету академика, ибо нигде не заметно указаний на конкретное их применение. А в геологии (конкретно – в минералогии) очень редкие статьи лишь используют наработки Шафрановского, и все – дальнейшего продвижения не наблюдается. Вместе с тем предельные группы Кюри, замечательно вписываются в систематику точечных групп кристаллов, и это хорошо подтверждает установку самого Кюри об их наработке для ограниченных тел.

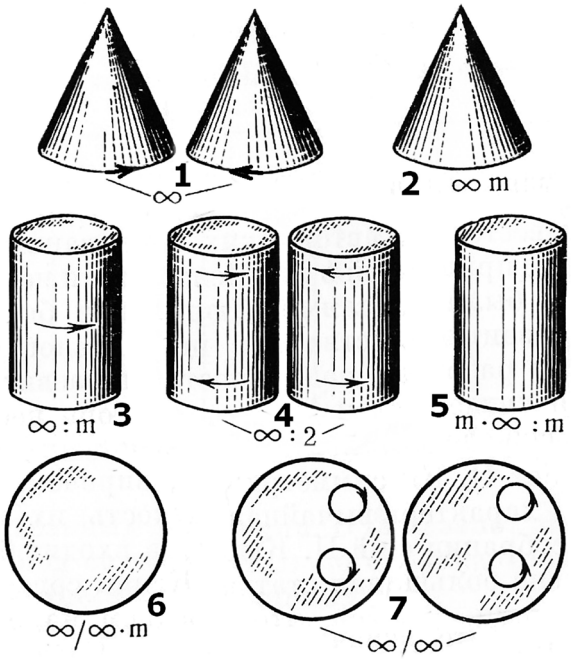


Рис. 1. Предельные точечные группы симметрии.

Взят из статьи А.В. Шубникова (1956) и добавлена оцифровка с названиями: 1 – вращающийся конус; 2 – простой конус; 3 – вращающийся цилиндр; 4 – закрученный цилиндр; 5 – простой цилиндр; 6 – простой шар; 7 – шар с закрученными радиусами-(тензорными).

Fig. 1. Limit point groups of symmetry.

Taken from article A. Shubnikov (1956) and added marks with names: 1 – rotating cone; 2 – simple cone; 3 – rotating cylinder; 4 – twisted cylinder; 5 – simple cylinder; 6 – simple sphere ; 7 – curved sphere (tensor).

Группы Кюри для протяженных сред

Вопрос о предельных симметриях неограниченных сред, поставленный самим Пьером Кюри, до сих пор оставался в стороне от научного внимания. И вот, первые же попытки подойти к его прояснению приводят к выявлению дополнительных предельных видов симметрии, не отраженных пока что ни на каких схемах.

Например, процесс зонального метаморфизма формирует структуру с явно выраженной плоскостью отражения, делящей посередине его центральную зону. Элемент симметрии – налицо, но в целом вся эта среда, конечно же, не подпадает под привычные кристаллографические формы симметрии, не вписывается она в 32 точечные группы. И точно также она не находит себе аналога в предельных группах Кюри, созданных (стоит еще раз подчеркнуть) с прицелом лишь на ограниченные тела.

В тех предельных группах единичную центральную плоскость симметрии имеют только цилиндры – простой и вращающийся (№№ 5 и 3 на рис. 1), но обе эти фигуры к данной ситуации не

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 258–264

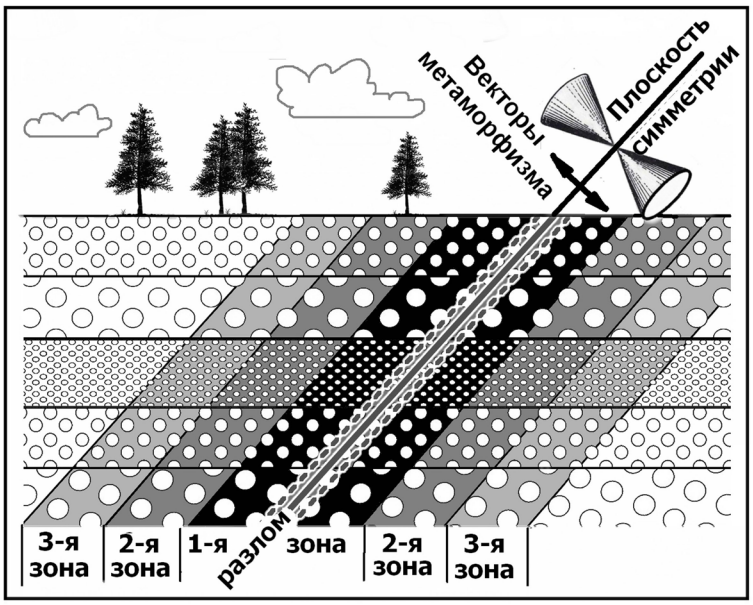


Рис. 2. Схема зонального метаморфизма. Над ней показана группа симметрии этого метаморфизма (двухконусная).

Fig. 2. Zonal metamorphism diagram. The symmetry group of this metamorphism (two-cone) is shown above it.

подходят, ведь здесь мы имеем направленные изменения уровня метаморфизма в обе стороны, т.е. два соосных, разнонаправленных вектора. Направленный вектор в предельных группах отображается простым конусом (там же – № 2), и значит, для случая зонального метаморфизма надо фиксировать новую группу предельной симметрии – два сопряженных конуса, зеркально отражающих друг друга (рис. 2).

Сходная направленность изменений (их векторность) характерна и для контактового метаморфизма, только тут вместо центральной плоскости симметрии имеем магматический объект, и указанные векторы ориентированы по нормалям к его поверхности. При аппроксимации объемного магматического тела в виде шара получаем радиально направленные векторы градиента метаморфизма, т.е. приходим к еще одной новой группе предельной симметрии – шару с векторными радиусами, который отлично вписывается в систему групп Кюри между двумя шарами - простым (со скалярными радиусами) и тензорным (с закрученными радиусами).

Эти же фигуры также выводятся и некоторыми теоретическими построениями, что убедительно свидетельствует об их правомерности в данной логической структуре. Наконец, после их введения общая конфигурация системы видов предельных симметрии неограниченных сред может приобрести вид матрицы.

Принцип Кюри для геологии – два его аспекта

Протяженные среды, рассмотренные выше, есть результат конкретных геологических процессов. Принцип Кюри, утверждающий взаимозависимость симметрий причины и ее следствия, прямо указывает на возможность, и даже необходимость, его применения в широкой геологической сфере. Этот вопрос и был рассмотрен в первой опубликованной статье на эту тему (Левин, 2018), и несколько затронут в этом сборнике (Левин, 2021). Там путем последовательных логических построений выведена двухаспектная формулировка принципа Кюри для использования его в геологических исследованиях.

Основой для такого переложения стали две позиции. Первая заключается в объединении принципа Кюри с там же введенным принципом Шубникова-Шафрановского, который гласит, что в одном геологическом объекте (не исключая и минеральные индивиды) разные признаки могут подчиняться разным симметриям.[3] Вторая позиция для некоторого переформатирования принципа Кюри заключается в ясном отличии геологических исследований (или шире – вообще историче-

[3] Объединение тех двух принципов дало основание поименовать получившийся результат как принцип Кюри-Шубникова-Шафрановского. Видимо, это было преждевременно, и здесь принцип называется по старому, хоть в него и влито дополнительное представление, доказанное Шубниковым и активно развитое Шафрановским.

ских) от физических (экспериментальных, лабораторных), на основании которых и сформулирован исходный принцип Кюри. Если химики, физики и вообще экспериментаторы имеют дело с процессами вживую - прямо и непосредственно фиксируют их у себя в лабораториях, то геология такого подарка не получила. Геология имеет дело с некоторыми следами давно прошедших процессов и по ним пытается эти процессы восстановить с той или иной степенью достоверности. Посему при переводе физических положений на рельсы геологии объект и субъект меняются местами.

Вот, исходя из обеих этих операций, окончательный вид принципа Кюри для применения его в геологии принял форму двух взаимодополняющих аспектов:

А) *Признаки (части) единого объекта, различающиеся своими симметриями, сформированы разными процессами, и, значит, сам объект – полигенетичен, образован и преобразован различными процессами, наложенными друг на друга*

Б) *Если разнородные признаки объекта подчинены одному закону симметрии, то, скорее всего, эти признаки генетически родственны, т. е. сформированы единым процессом.*

Ну и понятно, что в обоих аспектах симметрия восстанавливаемого(ваемых) процесса(ов), определяется согласно наблюдаемой симметрии соответствующих признаков.

Формулировки прямо показывают, что аспект А – однозначен, а Б имеет вероятностный характер. Все это детально разъясняется в цитируемой статье, а здесь для дальнейшего надо только подчеркнуть , что вероятность правильности выводов в аспекте Б достаточно велика и сама по себе, да еще резко, экспоненциально растет до почти 100% при увеличении числа сходных симметрийных признаков исследуемого объекта То же самое можно сказать и при значительной распространенности таких признаков с одинаковой симметрией.

Примеры использования принципа Кюри в геологии

Разные примеры приложения обоих аспектов принципа Кюри к геологическим (в т.ч. минералогическим) объектам приведены ранее (Левин 2018). Тут будет уточнен один из тех, и рассмотрены другие. Первый аспект (А) проявлен в ситуации с зональным метаморфизмом (рис. 2). Здесь выделяется два типа симметрии – симметрия напластования, отображаемая покоящимся цилиндром с вертикальной осью, и симметрия метаморфических зон с центральной плоскостью отражения. Значит, согласно первому аспекту, они фиксируют два разных процесса, а именно – осадкообразование и метаморфическое воздействие.

Теперь тут стоит детальней разобрать более сложную ситуацию с применением второго аспекта (Б) – ситуацию расшифровки генезиса некоторых комплексов, слагающих фундаменты платформ и срединных массивов. Среди них подчас отмечаются хорошо дифференцированные объекты, по виду как бы расслоенные. Таковые зачастую и относились к первичным осадочным комплексам, затем метаморфизованным на глубине. Именно таким комплексом пачек самой разной мощности сложен Ауланджинский выступ фундамента Омолонского массива (СВ России, Магаданская область). В силу этой «расслоенности», его структура хорошо картируется по выделенным свитам и сериям с приведением в отчетах детальных «послойных» описаний каждого подразделения (Левин, 1991, 2012). И с возможностью прослеживания отдельных пачек на сотни метров и километры.

В дополнение к этому, характерной особенностью пород Ауланджинского выступа является согласное друг с другом положение следующих поверхностей: 1) сланцеватости или гнейсоватости, 2) тонкой полосчатости (до микроскопической), 3) грубой перемежаемости пластов (пачек) различных пород, и 4) картируемых контактов выделяемых толщ, свит, серий. Такие соотношения прослеживаются повсеместно в образованиях, выделенных в легенде к карте-схеме под №№ 3-8 (рис. 3). В предельных видах симметрии каждый из четырех перечисленных параметров аппроксимируется простым цилиндром (рис. 1, № 5) с его осью, совпадающей с нормалью к соответствующей поверхности. Поскольку указанные поверхности согласны друг с другом, то и нормали к ним совпадают, сливаются вместе, а значит, сливаются в один и все четыре цилиндра. Этим полностью доказывается сходство всех четырех симметрий, и отсюда, согласно аспекту Б, много шансов за то, что все эти признаки есть следствия единого для всех них процесса.

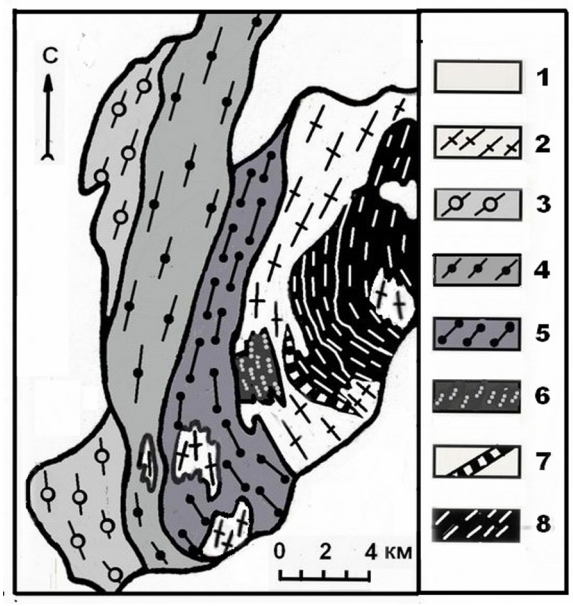


Рис. 3. Геологическое строение Ауланджинского выступа фундамента Омолонского массива (Северо-Восток РФ).

1 – чехол массива (от рифея и выше). 2 – параавтохтонная интрузия биотитовых гранитогнейсов. Прииска-тельская серия фундамента (3-5): 3 – евгеньевская свита, 4 – дождинская свита, 5 – гошинская свита. Золотогорская серия фундамента (6-8): 6 – важенковская свита, 7 – гранат-пириболитовая толща, 8 – анюткинская свита в составе трех ее подсвит (разделены сплошными белыми линиями).

Fig. 3 Geological structure (of the Omolon Massif basement within the Aulandjinsky uplift).

1 – The Massif cover (from the Riphean and upwards). 2 – The parautochthonous intrusion of biotite granite-gneisses. The Pri'iskatelsky series of the basement (3-5): 3 – Eugenievsky Formation, 4 – Dozhdinsky Formation, 5 – Goshinsky Formation. The Zolotogorsky series of the basement (6-8): 6 – Vazhenkovsky Formation, 7 – Garnet-pyribolite strata, 8 – Anutkinsky Formation (continuous white lines trace herein borders of three discernible subformations).

Далее, поскольку рассланцевание (первая позиция в списке четырех) является продуктом пластического течения в глубоких горизонтах, то и остальные три структурных элемента образованы там же и тогда же – одним и тем же процессом расслоения-рассланцевания. Отсюда и весь комплекс был расслоен изначально на больших глубинах при его кристаллизации из исходной, видимо, однородной и бесструктурной массы.

Остается только разобраться с тем, что аспект Б носит вероятностный характер, т.е. допускает неоднозначность вывода по нему. Когда совпадают симметрии двух признаков, то вероятность их образования одним и тем же процессом, очевидно, уже превышает 50 %. Наличие трех совпадающих признаков существенно увеличивает эту вероятность, а совпадение четырех симметрий прямо приближает ее к 100 %. Наконец, распространение данной ситуации повсеместно на всей площади выступа превращает приведенный вывод в практически стопроцентный. Вот так принцип Кюри и дает возможность проведения генетического анализа в геологических исследованиях.

Стоит отметить, что биотитовые гранито-гнейсы (в легенде они - № 2) не рассмотрены здесь вместе с остальными породами Ауланджинского выступа – они выделены в качестве параавтохтонной интрузии, потому что местами фиксируются их структурные несогласия с вмещающими образованиями – отмечены секущие контакты и т.д. То есть, симметрийно они не вписываются в общий фон, и прямо являются иллюстрацией действия пункта А – разносимметрийные признаки говорят о наложении разных процессов.

Заключение

Принцип Кюри, постулирует тесную связь симметрий причины и следствия, а значит, из него следует близость симметрийных характеристик процесса и его продукта, что должно, по идее, быть востребовано в геологических исследованиях для восстановления прошедших процессов по их вещественным производным. Дело, однако, тормозится слабой разработкой понятийной базы этого принципа, например, его приложений в области протяженных сред. Пьер Кюри, судя по его высказыванию, настраивался когда-нибудь заняться этим вопросом сам, но так не получилось. В статье предложены пути, по которым можно продвинуться вслед за Кюри и его последователями – А.В. Шубниковым и И.И. Шафрановским. Дела тут еще много, может быть, даже очень много, но перспективы благодарные.

Литература

1. Вернадский В.И. Живое вещество. М. Изд-во: Наука. 1978. С. 360.
2. Кюри П. О симметрии в физических явлениях: симметрия электрического и магнитного полей // Избр. труды. М.-Л. Изд-во: Наука. 1966. С. 95–113.

3. Левин Б.С. Некоторые аспекты генезиса осадочных и метаморфических пород в свете принципа симметрии Кюри // Системные исследования в геологии. Владивосток. Изд-во: ДВНЦ АН СССР. 1979. С. 76–80.
4. Левин Б.С. Структура метаморфического цоколя юга Омолонского массива // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование. Магадан. 1991. С. 30–45.
5. Левин Б.С. Архей Омолонского массива. 2012. // http://berlev.info/?p=1378.
6. Левин Б.С. Приложения принципа Кюри в геологии // ЗРМО. 2018. № 6. С. 136–144.
7. Левин Б. О разных подходах к принципу Кюри // Настоящий сборник. 2021.
8. Шафрановский И.И. Лекции по кристалломорфологии. М. Изд-во: Высшая школа. 1968. 174 с.
9. Шафрановский И.И., Плотников Л.М. Симметрия в геологии. Л. Изд-во: Недра. 1975. 144 с.
10. Шубников А.В. Кристалл-индивидуум и кристаллическая среда // Академику В.И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности. Т. 1. Изд-во: АН СССР. 1936. С. 97–108.
11. Шубников А.В. Симметрия. (Законы симметрии и их применение в науке, технике и прикладном искусстве). М. Изд-во: АН СССР. 1940. 176 с.
12. Шубников А.В. О работах Пьера Кюри в области симметрии // Успехи физ. наук. 1956. № 59. С. 541–602.
13. Шубников А.В., Флинт Е.Е., Бокий Г.Б. Основы кристаллографии. М.-Л. Изд-во: АН СССР. 1940. 488 с.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 265–269

Кольская сверхглубокая скважина и рудообразующие системы Печенгского района

Лобанов К.В. [1], Чичеров М.В. [1], Шаров Н.В. [2]

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, lobanov@igem.ru

[2] Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, sharov@krc.karelia.ru

Аннотация. Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3) – выдающееся достижение советской науки и техники, пробуренная в кристаллических породах Балтийского щита. СГ-3 пробурена с полным отбором керна и достигла глубины 12262 м, что позволило изучить глубинное строение земной коры и пересмотреть интерпретацию данных глубинных сейсмических исследований. Получены новые сведения по температурному градиенту, составу и физическим свойствам пород на глубоких горизонтах. Скважина вскрыла новые рудные тела медно-никелевых руд. Выявлены шесть типов рудной минерализация по всему разрезу скважины.

Ключевые слова: Кольская сверхглубокая скважина, глубинная структура земной коры, рудная минерализация.

The Kola superdeep borehole and ore-forming systems of the Pechenga region

Lobanov K.V. [1], Chicherov M.V. [1], Sharov N.V. [2]

[1] Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, lobanov@igem.ru

[2] Institute of Geology Karelian Research Centre Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk

Abstract. The Kola super deep borehole (SG-3) is an outstanding achievement of Soviet science and technology, it was drilled in the crystalline rocks as part of the Baltic Shield. SG-3 was drilled with full core sampling and reached a depth of 12262 m, which allowed us to study the deep structure of the earth's crust and revise the interpretation of deep seismic data. New data on the temperature gradient, composition, and physical properties of rocks at deep horizons were obtained. SG-3 uncovered new ore bodies of copper-nickel ores. Six types of ore mineralization were identified throughout the borehole section.

Key words: Kola superdeep borehole, deep structure of the earth's crust, ore mineralization.

Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3) задумывалась в качестве фундаментального научно-исследовательского проекта, нацеленного на изучение недр Земли и процессов, идущих в них. Одна из основных задач бурения скважины заключалась в достижении гипотетического «базальтового» слоя земной коры (рис. 1).

Предположение, что континентальная кора состоит из верхнего «гранитного» и нижнего «базальтового» слоёв строилось на основе сейсмических данных, свидетельствующих об увеличении плотности горных пород с глубиной (Кольская сверхглубокая…, 1984).

СГ-3 была заложена в 1968 г. в северо-западной части Кольского полуострова, где развиты древнейшие на Земле рудоносные тектонические структуры раннего протерозоя и архея. Место заложения СГ-3 было выбрано Межведомственной комиссией для решения практической задачи по определению перспектив нижних горизонтов Печенгского рудного поля в отношении медно-никелевых руд. К бурению этой скважины, проектная глубина которой составляла 15 километров, приступили 24 мая 1970 года, а к 1990 г. скважина должна была достигнуть глубины 13 км.

Целью бурения СГ-3 являлось изучение глубинного строения докембрийских структур Балтийского щита, типичных для фундамента древних платформ, и оценка их рудоносности. Основные задачи работ были следующие:

1. Изучить глубинное строение никеленосного Печенгского комплекса и архейского кристаллического основания Балтийского щита, выяснить особенности проявления на больших глубинах геологических процессов, включая процессы рудообразования.

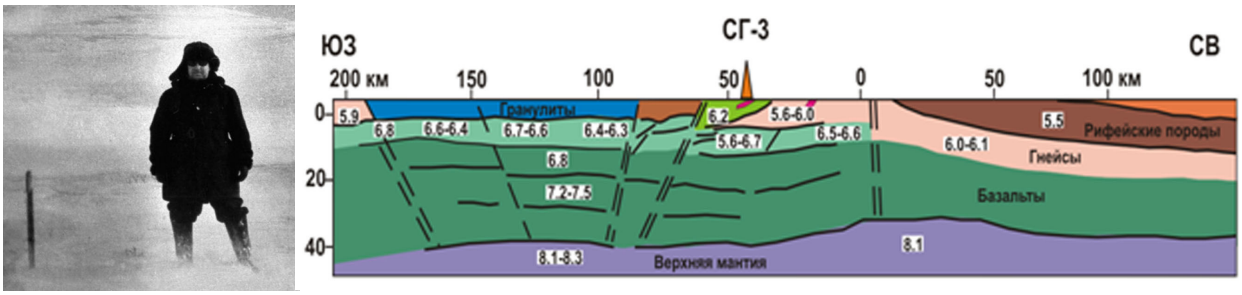


Рис. 1. Начальник Кольской ГРЭ Д.М.Губерман на месте заложения СГ-3. Сейсмический разрез континентальной земной коры по профилю Ловно-Печенга-Баренцево море, до бурения СГ-3.

Fig. 1. The head of the Kola GRE, D. M. Guberman, at the site of the SG-3 foundation. Seismic section of the continental crust along the profile of the North-Pechenga-Barents Sea, before drilling SG-3.

2. Выяснить геологическую природу сейсмических границ в континентальной земной коре и получить новые данные о тепловом режиме недр, глубинных водных растворах и газах.

3. Получить максимально полную информацию о вещественном составе горных пород и их физическом состоянии, вскрыть и изучить пограничную зону между «гранитным» и «базальтовым» слоями земной коры.

4. Усовершенствовать имеющиеся и создать новые технологии и технические средства для бурения и комплексных геофизических исследований сверхглубоких скважин.

На основании результатов глубинного сейсмического зондирования по профилю Ловно-Печенга-Баренцево море предполагалось, что под центральной и северо-восточной частями Печенгской структуры верхняя граница «базальтового» слоя находится на наименьшей глубине (Кольская сверхглубокая…, 1984). Скважина расположена на Северном крыле с таким расчетом, пересечь на отметке 4.7 км контакт раннепротерозойских вулканитов с архейскими гнейсами архейской серии, в интервале 7.5-8.5 км вскрыть поверхность Конрада и проникнуть внутрь «базальтового» слоя. По состоянию на 01.05.1991 г глубина скважины составляла 12262 м. Бурение осуществлялось с полным отбором керна. Результаты научного бурения во многом оказались неожиданными и заставили пересмотреть теоретические представления, которые до этого казались очевидными и незыблемыми (Кольская сверхглубокая…, 1998).

В реальности раннепротерозойские породы простирались до глубины 6842 м и только потом сменились архейскими гранито-гнейсами. Базальтовый слой вообще не был обнаружен – до самой рекордной глубины находятся архейские породы. Установлено, что уплотненные гранито-гнейсы при сейсмологических исследованиях воспринимались геофизиками в качестве более плотных, по сравнению со стандартными породами (рис. 2).

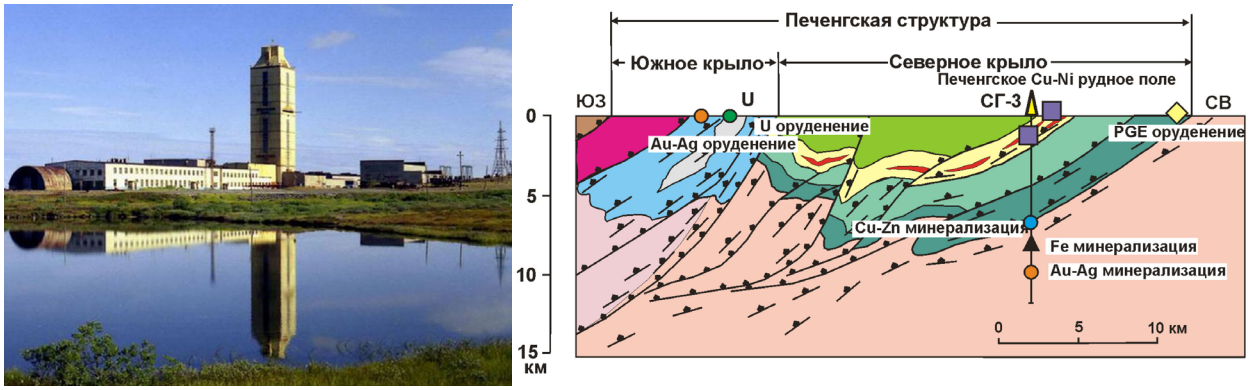


Рис. 2. Кольская сверхглубокая скважина. Схематический разрез интегральной геодинамической модели глубинного строения Печенгского рудного района через СГ-3 (Лобанов и др., 2010).

Fig. 2. Kola superdeep borehole. Schematic section of the integrated geodynamic model of the deep structure of the Pechenga ore region through SG-3.

Интегральная глубинная модель, созданная на основе данных полученных при бурении Кольской сверхглубокой скважины, исследований на поверхности и глубинного сейсмического зондирования, рассматривает Печенгский рудный район как горизонтальный разрез мантийной вулкано-плутонической рудообразующей системы центрального типа. Модель определяет северное крыло Печенгской структуры как фрагмент вулканической кальдеры, а ее южную часть описывает как чешуйчатую моноклиналь в сочетании с куполами реоморфических гранитоидов. Развитию системы предшествовал рифтинг консолидированной сиалической коры. Модель предполагает генетическую связь между протерозойским вулканизмом и никеленосным основным-ультраосновным плутонизмом. Основные и более молодые средние вулканические породы, заполняющие две вулкано-тектонические депрессии прослеживаются в мощной зоне северо-западных разломов. В дальнейшем вулкано-тектонические депрессии подверглись интенсивному сжатию и метаморфизму, что отразилось и на породах фундамента. Наконец, в условиях растяжения сформировались крутопадающие зоны катаклазитов и ретроградного метаморфизма (Лобанов и др., 2010).

Рудообразующие системы Печенгского рудного района известны крупными месторождениями медно-никелевых руд и месторождений и рудопроявлений Pt, U, Au, Pb, Zn. Существуют три совмещенные системы: ЭПГ плутонические, Cu-Ni вулканогенно-плутонические и U флюидно-метасоматические руды, которые были сформированы при различных геотектонических условиях в карельском и свекофенском (2.4-1.6 млрд. лет) циклах. Процессы тектономагматической активизации, обусловленные формированием шельфа Баренцева моря, привели к трансформации этих рудных месторождений и формированию гидротермальной Pb-Zn минерализации, Au-Ag минерализации в СГ-3 и в южнопеченгской структурной зоне.

В разрезе СГ-3 рудная минерализация установлена на всем интервале в 12 км. В зависимости от сочетаний рудных элементов, форм их нахождения и минеральных парагенезисов в разрезе выделены шесть основных типов рудной минерализации: 1) сульфидная медно-никелевая и платинометальная, 2) сульфидная железная, 3) оксидная железная, 4) оксидная железо-титановая, 5) сульфидная медно-цинковая и 6) самородная золотая. Первые четыре типа сопоставимы с оруденением в протерозойской Печенгской структуре и ее архейском обрамлении по минеральному составу, характеру вмещающих пород и генезису (Лобанов и др.,2019) (рис. 3).

Возможно, это связано с повышенной тектонической активностью в глубинных горизонтах земной коры. В зонах циркуляции подземных вод, зафиксированных на больших глубинах (6.5-11.5 км и более), происходило отложение низкотемпературной гидротермальной минерализации (медной, медно-цинковой, никелевой).

Одним из важных результатов проходки Кольской сверхглубокой скважины явилось обнаружение в интервале 6-12 км зон дробления, трещиноватости и регрессивного дислокационного метаморфизма. Тектоническая природа зон регрессивного метаморфизма доказывается морфологическими признаками минерализованных трещин, а также перемещениями по типу сдвига разновозрастных жилок разного состава. Минералы амфиболитов и гнейсов в таких зонах замещаются хлоритом, актинолитом, эпидотом, карбонатом. Изредка в этих зонах проявляются пренит и пумпеллиит. Эти же минералы выполняют жилки и цемент микробрекчий. Следовательно, регрессивные изменения отвечают зеленосланцевой и пренит-пумпеллиитовой фациям (Козловский и др., 1988).

Наиболее распространенными рудными минералами сульфидной минерализации являются пирротин, пирит и халькопирит, ассоциирующие в прожилках с кварцем, карбонатом, хлоритом, пренитом, эпидотом и другими жильными минералами. Более редкие рудные минералы представлены сфалеритом, галенитом, борнитом, молибденитом, аргентопентландитом, зигенитом.

Минерализация установлена в зонах регрессивного дислокационного метаморфизма в интервале 6.2-12 км. Наряду с рассеянной вкрапленностью наиболее широко распространенных сульфидов – пирротина, пирита и халькопирита – она представлена хлорит-карбонат-кварцевыми прожилками, в которых наблюдаются более редкие и более разнообразные по составу сульфиды – сфалерит, галенит, борнит, молибденит, аргентопентландит, зигенит. В прожилках в метабазитах печенгской серии на глубине 6380 м встречается аргентопентландит, образующий мелкие выделения в халькопирите и реже в пирротине в ассоциации с пентландитом и сфалеритом.



Рис. 3. Вертикальная рудная зональность в разрезе Кольской сверхглубокой скважины.

Fig. 3. Vertical ore zonality in the section of the Kola superdeep borehole.

Температуры образования гидротермальной сульфидной минерализации оценивались по распределению кобальта в срастаниях пирротина и пирита. Значения температур, вычисленные по коэффициенту распределения кобальта в этих сульфидах, в основном укладываются в интервале 184-323 °С, т. е. они существенно более низкие, чем температуры, характерные для амфиболитовой фации метаморфизма вмещающих пород.

Неожиданным результатом изучения СГ-3 стало открытие повышенных содержаний золота в интервале 9500-11000 м сложенном амфиболитами и гнейсами архейского возраста (2.6-2.8 млрд. лет), метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации при 500-650 °С и 3.5-6 кбар. Оно было обнаружено с помощью нейтронно-активационного анализа (ВНИИЯГГ), и подтверждено результатами минераграфических исследований (ИГЕМ). В интервале протяженностью 410 м содержания золота превышают 0.1 г/т, а местами достигают 1-6.7 г/т. В шлифах из керна обнаружены мельчайшие выделения самородного золота представленного (размером до 10 мкм) чешуйками и зернами неправильной формы в биотите, роговой обманке, плагиоклазе. Иногда чешуйки золота располагаются по спайности биотита. Золото не образует срастаний с другими рудными минералами и содержит до 26 % серебра.

Верхняя граница золотоносного интервала совпадает с крупным разломом (9500-9700 м), который проявлен в керне скважины резким переходом от пологозалегающих биотит-амфиболитовых гнейсов к крутопадающим железистым кварцитам, горнблендитам, тальк-тремолит-флогопитовым сланцам и дайкообразному телу среднепротерозойских порфировидных гранитов лицко-арагубского комплекса (1.76 млрд. лет). Золотая минерализация пространственно совпадает с зонами регрессивных изменений, что говорит о ее структурном контроле (Лобанов и др., 2013).

Кольская сверхглубокая скважина – выдающееся достижение мировой и российской геологической науки в развитии континентального бурения. Она была пробурена в рамках программы «Изучение недр Земли и сверхглубокое бурение». Все работы по этой программе были осуществлены с применением только отечественной техники и технологии. Все оборудование для бурения было сделано на предприятиях оборонной промышленности СССР, также как при работе по проектам создания атомного оружия и космических кораблей. Была создана уникальная буровая установка «Уралмаш 15000».

Впервые в мире СГ-3 была пробурена с применением новейших отечественных технических средств научного изучения глубинного строения земных недр. Были использованы новые материалы и технологии бурения, также создано уникальное буровое оборудование, позволяющее добраться до прежде недосягаемых глубин. Вот уже 50 лет этот результат остается непревзойденным. СГ-3 является прорывом в недра планеты Земля и может быть сопоставима только с полетом в космос.

Совместная работа около 200 ученых и специалистов из научных и производственных организаций различных министерств и ведомств позволила получить прямой вещественный материал и провести измерения различных параметров непосредственно в толще земной коры до глубины 12262 м с использованием нового научного оборудования, способного работать в условиях высоких температур и давлений. Полученные образцы горных пород с больших глубин по своему значению сопоставимы с образцами лунного грунта.

Геолого-геофизическая информация о глубинном строении Балтийского щита существенно скорректировала теоретические представления, господствовавшие до бурения скважины. На основании изучения минерально-геохимического состава пород керна и проведения комплекса исследований в стволе СГ-3 были получены данные о вещественном составе и физическом состоянии глубинных пород.

Геофизическая граница, дающая наибольшее отражение при сейсмическом зондировании, ранее считавшаяся зоной перехода пород «гранитного» слоя в более прочный «базальтовый слой», в разрезе СГ-3 проявлена менее прочными и менее плотными трещиноватыми породами – архейскими гнейсами. Вместо «поверхности Конрада» (кровля базальтового слоя) был выявлен субгоризонтальный «коровый волновод», своеобразная зона разуплотнения. Перемещение тектонических блоков по этим зонам обеспечило чешуйчато-надвиговое строение всего Лапландско-Печенгского блока.

Новые данные получены при оценке температур на больших глубинах. Предполагалось, что в гранито-гнейсовом фундаменте Балтийского щита температура с глубиной растет незначительно (примерно на 8-10 °С на 1 км). Реальная температура в СГ-3 на глубине 10 км достигла 180 °С, а на глубине около 12 км – 212 °С, вместо ожидаемых 120 °С.

Принципиально новыми оказались и данные о процессе рудообразования в глубинных слоях земной коры. Так, на глубинах 9-12 км встретились высокопористые трещиноватые породы, насыщенные подземными сильно минерализованными водами. Эти воды – один из источников рудообразования. Раньше считали, что такое возможно лишь на значительно меньших глубинах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ. Грант № 18-05-70001 «Изучение геологических и геодинамических обстановок формирования крупных месторождений стратегических металлов Арктической зоны России: выводы для прогнозирования и поисков новых месторождений».

Литература

1. Козловский Е.А., Губерман Д.М., Казанский В.И. Рудоносность глубинных зон древней континентальной земной коры (по материалам Кольской сверхглубокой скважины) // Советская геология. 1988. № 9. С. 3–11.
2. Кольская сверхглубокая. Исследование глубинной структуры континентальной коры бурением Кольской сверхглубокой скважины. Ред. Е.А. Козловский. М. Изд-во: Недра. 1984, 490 с.
3. Кольская сверхглубокая: Научные результаты и опыт исследований. Ред. Орлов В.П., Лаверов Н.П. М. Изд-во: МФ «ТЕХНОНЕФТЕГАЗ». 1998. 260 с.
4. Лобанов К.В., Казанский В.И., Кузнецов А.В., Жариков А.В. Интегральная геодинамическая модель Печенгского рудного района на основе корреляции геологических, петрологических и петрофизических данных по Кольской сверхглубокой скважине и опорному профилю на поверхности // Современные проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М. Изд-во: ИГЕМ РАН. 2010. С. 258–300.
5. Лобанов К.В., Казанский В.И., Чичеров М.В. Золотая минерализация в разрезе Кольской сверхглубокой скважины и на поверхности в Печенгском рудном районе // Материалы международной конференции «Золото Фенноскандинавского щита». Петрозаводск. Изд-во: КНЦ РАН. 2013. С. 121–125.
6. Лобанов К.В., Чичеров М.В., Чижова И.А., Горностаева Т.А., Шаров Н.В. Глубинное строение и рудообразующие системы Печенгского рудного района (арктическая зона России) // Арктика: Экономика и Экология. 2019. № 3. С. 107–122.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 270–274

Металлоносные конгломераты – потенциальные источники россыпей в Арктической зоне России

Лобанов К.В., Волков А.В., Галямов А.Л., Лаломов А.В., Мурашов К.Ю.
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, lobanov@igem.ru

Аннотация. Показано широкое развитие потенциально металлоносных конгломератов различного возраста, состава, стратиграфической и структурной позиции. Металлоносность докембрийских конгломератов достаточно хорошо изучена в Ветреном поясе на территории Архангельской области. Сведения по металлоносности докембрийских конгломератов Кольского полуострова и других регионов Российской Арктики ограничены. Геохимические особенности конгломератов отражают их литологический и минеральный состав. Ареалы палеозойских и мезозойских конгломератов на Таймыре и Восточной Чукотке маркируются промышленными россыпями и шлиховыми ореолами золота, платины и других стратегических минералов, что указывает на их перспективность в развитии минерально-сырьевой базы россыпных месторождений.

Ключевые слова: Арктика, металлоносные конгломераты, россыпи, золото, платина, прогноз.

Metalliferous conglomerates are potential sources of placers in the Arctic zone Russia

Lobanov K.V., Volkov A.V., Galyamov A.L., Lalomov A.V., Murashov K.Yu.
Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russian Federation, lobanov@igem.ru

Abstract. The considerable potentially metal-bearing conglomerates of various ages, composition, stratigraphic and structural positions are shown. The gold content in the Precambrian conglomerates is well studied in the Vetreny belt in the territory of the Arkhangelsk region. Information on the this content in the Precambrian conglomerates of the Kola Peninsula and other regions of the Russian Arctic is insufficient. The geochemical features of conglomerates reflect their lithological and mineral composition. Areas of Paleozoic and Mesozoic conglomerates in Taimyr and Eastern Chukotka are marked by industrial placers and placers of gold, platinum and other strategic minerals, which indicates their prospects in the development of the mineral resource base for placer deposits.

Key words: Arctic, metal-bearing conglomerates, placers, gold, platinum, forecast.

Проблема металлоносности конгломератов со времен открытия Витватерсранда приобрела глобальный характер. С конгломератами связаны значительные концентрации золота, урана и других элементов. Они вмещают крупные и суперкрупные месторождения золота (Витватерсранд в ЮАР, Тарква в Гане, Матиненда в Канаде) (Кренделев,1974). Суммарная добыча золота из конгломератов Витватерсранда превысила в 2013 г. 52000 т (32 % от мировой добычи) (Frimmel, 2014). В сравнительно небольших масштабах велась добыча золота из конгломератов Бразилии, Австралии, Южной Африке. Докембрийские золотоносные конгломераты представляют большой промышленный интерес, так как именно в них встречаются максимальные из выявленных на Земле концентраций золота и (или) урана (Кренделев,1974).

Значительно меньше внимания металлоносные конгломераты заслужили как потенциальные промежуточные источники россыпей. Известно, что из четвертичных россыпей, сформировавшихся за счет архейских конгломератов Витватерсранда, было добыто всего около 50 т золота (Кренделев,1974). На территории Северо-Восточного Алжира источниками небольших россыпей золота (около 300 кг) служили выходы мощной палеозойской толщи слабозолотоносных конгломератов (Волков,1997). Примеры россыпных месторождений, связанных с металлоносными конгломератами известны на всех континентах, за исключением Антарктиды.

В Арктике россыпные месторождения привлекают внимание инвесторов, прежде всего, благодаря легкости освоения, простоте и дешевизне извлечения полезных минералов (Лаломов и

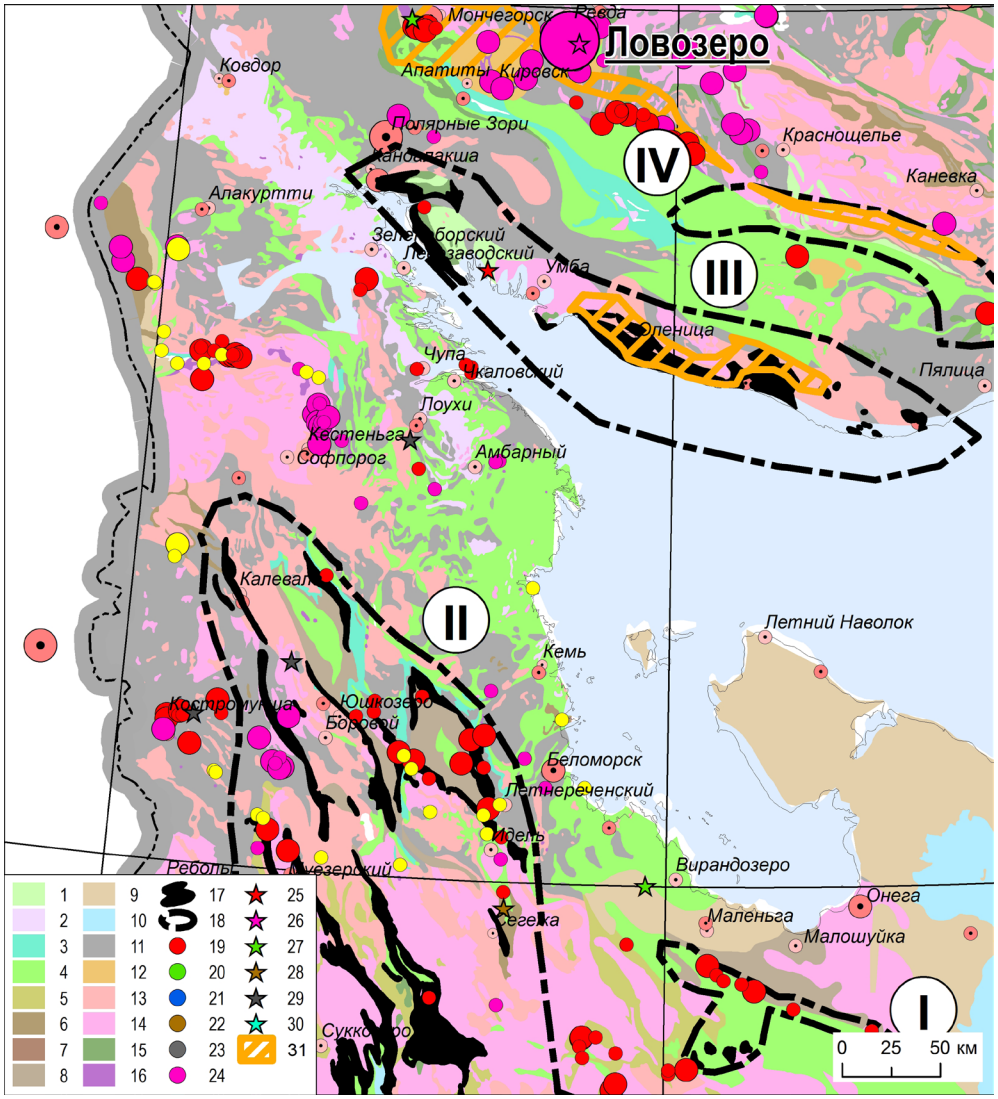


Рис. 1. Ареалы распространения конгломератов в пределах Балтийского щита (по Лунева,1977, Астафьев и др., 2012, Максимов и др.,2015). I – Ветреный пояс. II – Онежско-Сегозерская структура. III–IV – Кольский аллохтон: III – Беломорский район, IV – Имандра-Варзугская сутура.

Стратифицированные формации: 1 – вулканогенные нерасчлененные, 2 – вулканогенные среднего состава, 3 – андезитоидные, 4 – базальтоидные, 5 – вулканогенно-осадочные, 6 – терригенные нерасчлененные, 7 – конгломераты, 8 – песчаники, 9 – глинистые, 10 – карбонатные, 11 – метаморфические. *Магматические формации:* 12 – щелочные гранитоиды, 13 – гранитоиды, 14 – диориты, 15 – габбро-диориты, 16 – ультрабазиты; 17 – конгломератовые толщи; 18 – ареалы распространения конгломератов. *Месторождения* и проявления: 19 – золота, 20 – меди, 21 – свинца и цинка, 22 – олова, вольфрама и др. цветных металлов, 23 – черных и 24 – редких металлов. *Россыпи и россыпные проявления:* 25 – золота, 26 – редких металлов, 27 – медные, 28 – касситерита, 29 – титаномагнетита, 30 – алмазов и их сопутствующих минералов. 31 – ареолы повышенного фона золота.

Fig. 1. Distribution areas of conglomerates within the Baltic Shield. I – Vetreny belt. II – Onega-Segozero structure. III–IV – Kola allochthon: III – Belomorsky district, IV – Maly Cave district.

Stratified formations: 1 – volcanogenic undifferentiated; 2 – volcanogenic of medium composition; 3 – andesitoid; 4 – basaltoid; 5 – volcanogenic-sedimentary; 6 – terrigenous undifferentiated; 7 – conglomerates; 8 – sandstones; 9 – clay; 10 – carbonate; 11 – metamorphic. *Igneous formations*: 12 – alkaline granitoids; 13 – granitoids; 14 – diorites; 15 – gabbro-diorites; 16 – ultrabasites; 17 – conglomerate strata; 18 – areas of conglomerates distribution. *Ore Deposits and occurrences:* 19 – gold, 20 – copper, 21 – lead-zinc, 22 – tin, tungsten, other base metals, 22 – ferrous, 23 – REE. *Placers and placer manifestations*: 19 – gold; 20 – rare metals; 21 – copper; 22 – cassiterite; 23 –titanomagnetite; 24 – diamonds and their accompanying minerals. 31 – high gold grade haloes.

др.,2015). Условия залегания и простая морфология россыпей позволяют значительно снизить себестоимость продукции, что выгодно отличает их от коренных месторождений. Высокая цена золота на современном мировом рынке, по данным Союза старателей РФ, позволяет в последние годы отрабатывать пески со средним содержанием 50 мг/м^3 золота. Поэтому россыпи – первоочередные объекты для инвестиций, особенно в труднодоступных и удаленных районах Арктики.

В Арктической зоне России наиболее значимые толщи конгломератов залегают среди интракратонных докембрийских комплексов Балтийского и Анабарского щитов. Кроме того, они присутствуют среди более молодых осадочных толщ Таймыро-Североземельской провинции и Северо-Востока России, сформировавшихся в условиях активизированной континентальной окраины и наложенного орогенеза. Отмеченные, ареалы развития мезозойских конгломератов маркируются небольшими и средними по масштабу промышленными россыпями золота и платины и других стратегических минералов и их шлиховыми ореолами. Следует отметить, что информация по металлоносности, особенно докембрийских конгломератов Арктической зоны России, крайне неоднородная и малочисленная.

Конгломератовые формации Балтийского щита относятся к нижнепротерозойскому, раннерифейскому и вендскому времени формирования Кольского аллохтона, Ветреного Пояса и Онежско-Сегозерской структуры (рис. 1). Большая часть последней находится за пределами Арктической зоны РФ.

Кольский полуостров. Конгломераты среди метаморфических толщ докембрия Кольского полуострова распространены довольно широко. Предшествующими исследованиями протерозойских конгломератов Кольского полуострова были изучены: стратиграфическое и пространственное положение конгломератов; форма их тел и порядок мощностей конгломератовых тел, пачек и толщ; состав обломков и цемента разных типов конгломератов, их приуроченность к определенным стратиграфическим уровням; состав галек, характерные для конгломератов каждой свиты; состав возможных материнских пород и источники сноса, пути и способы переноса обломочного материала; эпохи континентальных перерывов в докембрийской истории Балтийского щита (Лунева,1977).

Однако металлоносность конгломератов фактически не была изучена. Считается установленным фактом, что конгломератоносные провинции обладают в целом повышенными кларками золота и радиоактивных элементов (Кренделев,1974). В Кольского регионе фоновая золотоносность докембрийских осадочных и вулканических формаций достаточно хорошо изучена и составлена карта фоновой золотоносности (Гавриленко и др.,1987).

Высокая фоновая золотоносность установлена в районе накопления конгломератовых толщ Кольского аллохтона (рис. 1), связанных со средне-позднерифейским формированием Беломорского интракратонного прогиба (Астафьев и др., 2012). Они представлены оленицкой серией, которая залегает с угловым несогласием на архейских образованиях. В основании серии отмечается 40-метровая пачка крупно- и мелкогалечных конгломератов. А наиболее высокая фоновая золотоносность характерна для района Малых Кейв (Гавриленко и др.,1987), где известны выходы кварцевых конгломератов романовской свиты (Лунева,1977, Астафьев и др., 2012). В этих районах, в первую очередь необходимо изучить металлоносность конгломератов. Кроме того, в их пределах, возможно, выявление четвертичных россыпей самородного золота и платины, источником которых могли служить древние конгломераты.

Ветреный пояс. Структура Ветреного пояса приурочена к зоне сочленения Карельского и Беломорского мегаблоков фундамента в юго-восточной части Балтийского щита (рис. 1). Конгломератовые толщи здесь известны в составе вулканогенно-осадочных зеленосланцевыми формаций нижнего протерозоя и базальных горизонтов венда, сосредоточенные вдоль северо-восточного склона кряжа Ветреный пояс (Максимов и др.,2015). В вендское время формирование базальных конгломератов связано с типичными платформенными условиями. Терригенные отложения венда с угловым несогласием залегают на метаморфическом основании архея и нижнего протерозоя. Отложения в основании представлены конгломератами, и выше – глинами, аргилитами, алевролитами, песчаниками. Суммарная мощность венда достигает 230 м (Максимов и др.,2015).

В пределах Нименьгинской площади, металлоносные конгломераты выявлены в нижней толще редкинского горизонта, сложенной разнообразными конгломератами, конгломератобрекчиями, гравелитами и в меньшей степени разнозернистыми песчаниками. Среди конгломератов преобладают серо-, зеленовато-серо-тёмно-бурые, буро-коричневые галечно-щебневые (или существенно галечные) разности с глинисто-песчано-гравийным наполнителем (рис. 2 а). Содержание крупнопсаммитовой и псефитовой фракций (более 1 мм) составляет от 20-30 до 65-70 %; отмечено также наличие крупногалечных конгломератов с примесью валунов, а, иногда, – и глыб (размером 1-6 м). В составе конгломератов доминируют (до 90-95 %) метавулканиты Ветреного Пояса, которым присуща в основном сероцветно-зеленоцветная окраска. Обломки другого типа представлены кварцитами, микрокварцитами, жильным кварцем, гранитоидами, амфиболитами и метасоматитами. Наличие в цементе выделений окислов и гидроокислов железа свидетельствует о их наложенном характере.

В ИГЕМ РАН выполнено изучение химического состава Au-Pt-носных конгломератов методами РФА и ICP-MS XSeries (образцы ЗАО «Онегазолото»). Отношением Au/Ag – в среднем 1:2. Конгломераты по сравнению с континентальной корой обогащены Au, Cr, Ni, Sb, Ag, Co, Sc, V, Li, REE. Коэффициенты обогащения варьируют от нескольких (Sb, Ag, Co, Sc, V, Li, REE) – до десятков раз (Au, Cr, N) (рис. 2 г). Сумма РЗЭ в конгломератах варьирует от 31–461 г/т и соответствует их составу. Легкие РЗЭ преобладают (рис. 2 д). Конгломераты характеризуются пологими близхондритовыми спектрами (рис. 2 д). Выявленные геохимические особенности соответствуют литологическому и минеральному составу конгломератов.

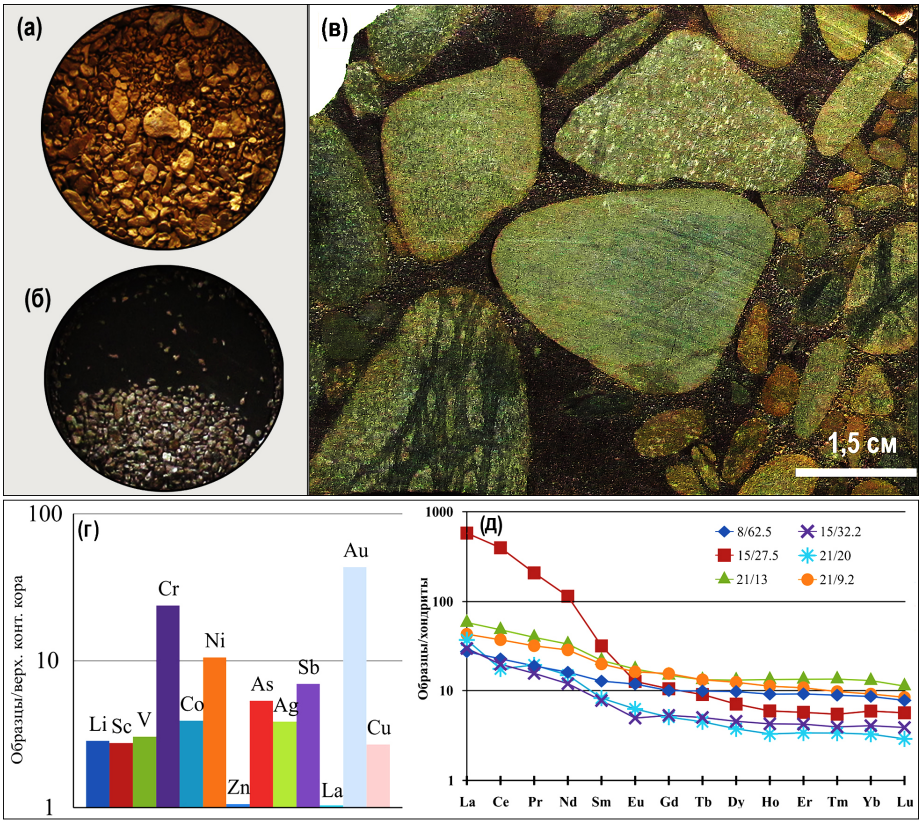


Рис. 2. Металлоносность вендских конгломератов Нименьгинской площади Ветреного пояса. Самородное золото (а) и платина (б) из четвертичной россыпи; в – металлоносные конгломераты (Фото К.В. Лобанова). Распределение микроэлементов (г), нормированных по отношению к средним значениям для верхней коры (Тейлор и др., 1988), и РЗЭ (д), нормированные по хондритам (McDonough et al,1995) в конгломератах.

Fig. 2. Metal content of the Vendian conglomerates of the Niemenga area of the Vetreny Belt. Native gold (a) and platinum (b) of the Quaternary placer; c – metalliferous conglomerates (Photo by K. V. Lobanov). Distribution of trace elements (d) normalized to upper crust and REE (e) normalized to chondrites in conglomerates.

Шлиховым опробованием и шурфами (ЗАО «Онегазолото») в четвертичных отложениях по долинам ручьев, дренирующих выходы венских конгломератов, установлены россыпные проявления с содержаниями золота до 1.2 г/м^3 и платины – до 0.08 г/м^3 (рис. 2 б, в). По результатам химического анализа (ЗАО «Онегазолото»), золото высокопробное (970-980 ‰), платиноиды (Pt = 85.5 %) содержат 7.8 % железа, 2.7 % иридия, 1.4 % осмия, 1.0 % родия, 0.34 % палладия и 0.17 % рутения. Прогнозные ресурсы категории P_3 для территории Архангельской области апробированы ФГУП ЦНИГРИ в объеме 7 т для россыпного золота четвертичных отложений Ветреного пояса (Малютин и др.,2006).

Перспективы металлоносности докембрийских конгломератов в других регионах Арктической зоны России отмечаются также в отношении рифейских конгломератовых формаций Анабара, где они изучена весьма слабо; минерализация в этих породах пока не установлена. Однако, алмазы, самородное золото и платина широко распространены в россыпях бассейна р. Анабар, источники которых также не установлены. В качестве коренных источников могут быть погребенные под осадочным чехлом, мощностью около 40 м Pt-содержащие дунитовые интрузии. Что же касается молодых конгломератов, то известно, что ареалы палеозойских и мезозойских конгломератов в пределах Таймыро-Североземельской провинции и в Пекульней-Золотогорском районе Восточной Чукотки маркируются, пусть небольшими по масштабу, но промышленными россыпями и шлиховыми ореолами золота и платины, а также других стратегических минералов.

Потенциально металлоносные конгломераты – прямой поисковый признак, указывающий на развитие россыпных месторождений. Сочетание ареалов развития конгломератов с высокой фоновой и шлиховой золотоносностью позволяет выделить перспективные площади для проведения поисковых работ на россыпи на территории Арктической зоны.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ. Грант № 18-05-70001 «Изучение геологических и геодинамических обстановок формирования крупных месторождений стратегических металлов Арктической зоны России: выводы для прогнозирования и поисков новых месторождений».

Литература

1. Астафьев Б.Ю., Богданов Ю.Б., Воинова О.А., Воинов А.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q-(35), 36 – Апатиты. Объяснительная записка. СПб. Изд-во: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2012. 436 с.
2. Волков А.В. Аллювиальное золото Северо-Восточного Алжира // Важнейшие промышленные типы россыпей и месторождений кор выветривания, технология оценки и освоения. XI международное совещание по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. М. Изд-во: ИГЕМ РАН. 1997. С. 57.
3. Гавриленко Б.В., Басалаев А.А., Предовский А.А., Белолипецкий А.П., Болотов В.И., Мележик В.А., Федотов Ж.А., Козлов Н.Е. Фоновая золотоносность докембрийских осадочных и вулканических формаций Кольского региона // Геохимия. 1987. № 10. С. 1378–1385.
4. Кренделев Ф.П. Металлоносные конгломераты мира. Новосибирск. Изд-во: Наука. 1974. 239 с.
5. Лаломов А.В., Бочнева А.А., Чефранов Р.М., Чефранова А.В. Россыпные месторождения Арктической зоны России: современное состояние и пути развития минерально-сырьевой базы // Арктика: экология и экономика. 2015. № 2 (18). С. 66–77.
6. Лунева О.И. Докембрийские конгломераты Кольского полуострова. М. Изд-во: Наука. 1977. 220 с.
7. Максимов А.В., Богданов Ю.Б., Воинова О.А., Коссовая О.Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист P-(35), 36. Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб. Изд-во: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2015. 400 с.
8. Малютин Е.И., Широбоков В.Н. Минерально-сырьевые ресурсы Архангельской области // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2006. № 4. С. 3–10.
9. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М. Изд-во: Мир. 1988. 384 с.
10. Frimmel H.E. A Giant Mesoarchean Crustal Gold-Enrichment Episode: Possible Causes and Consequences for Exploration // Society of Economic Geologists. 2014. Special Publication 18. P. 209–234.
11. McDonough W.F., Sun S.S. The Composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 275–281

Следы импактных событий в архее Побужского гранулито-гнейсового комплекса Украинского щита

Лобач-Жученко С.Б. [1], Каулина Т.В. [2], Егорова Ю.С. [1]

[1] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, slobach-zhuchenko@mail.ru

[2] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, kaulina@geoksc.apatity.ru

Аннотация. Анализ геологии, геохронологии и геохимии Побужского комплекса Украинского щита выявил ряд особенностей его строении и состава: многократность процессов в одной точке и отсутствие корреляции событий для соседних участков за исключением этапов *ca* 3.6 и 2.8-2.7 млрд лет; поле «эндербитов» представляет собой тектоно-магматическую брекчию (смесь с мафическими гранулитами); геохимические характеристики многочисленных ультрамафитов и единичных жильных «гранитов» сходны с таковыми импактных расплавов. Полученные данные позволяют предполагать, что возникновение всех перечисленных особенностей Побужского комплекса связано с падением болидов.

Ключевые слова: Архей, тектоно-магматическая брекчия, импактный расплав, U-Pb возраст, Украинский щит.

Impact traces in the Archean Bug granulite complex of the Ukrainian Shield

Lobach-Zhuchenko S.B. [1], Kaulina T.V. [2], Egorova Yu.S. [1]

[1] Institute of Precambrian geology and geochronology, Sain-Petersburg, Slobach-zhuchenko@mail.ru

[2] Geological Institute of the Kola Science Centre of RAS, Apatity, kaulina@geoksc.apatity.ru

Abstract. Analysis of geology, geochronology and geochemistry of the Bug complex of the Ukrainian Shield revealed a number of features of its structure and composition: multiple processes at one point and the absence of correlation of events for neighboring areas, with the exception of stages ca 3.6 and 2.8-2.7 Ga; the «enderbite» field is a tectonic-magmatic breccia (mixture with mafic granulites); geochemical characteristics of the numerous ultramafites and single “granite” veins are similar to those of impact melts. The data obtained, suggest that the occurrence of all the listed features of the Bug complex is associated with the fall of bolides.

Key words: Archean, tectono-magmatic breccia, impact melt, U-Pb age, Ukrainian Shield.

Введение

Значение ударов метеоритов для геологии раннего докембрия продемонстрировано многими исследователями. Корреляция во времени импактов и плюмов (Abbot, Isley, 2002) дали основание рассматривать удары метеоритов в качестве триггеров появления многих плюмов и последующего магматизма, в том числе Больших Изверженных Провинций (Jones et al., 2002). Значительная эрозия раннего докембрия, наряду с многократными структурно-метаморфическими процессами, связанными с эндогенной и экзогенной тектоникой, привели к исчезновению многих черт ранних импактных структур. Несмотря на это, разработанные в последние десятилетия методы позволили выделить ряд раннедокембрийских импактных структур и отметить многочисленность импактных событий в интервале времени 3.47-2.65 млрд. лет (Byerly et al., 2002 и др.).

Побужский гранулитовый комплекс (ПГК) Украинского щита (УЩ), располагается в Днестровско-Бугской провинции (юго-запад УЩ), состоит из разновозрастных интрузивных и супракрустальных пород, сформированных в интервале времени от ~3.77 до 1.9 млрд. лет. Древнейшие породы комплекса обнажены на юго-востоке, на большей территории породы ПГК частично закрыты интрузиями протерозойских гранитов. Гранитогнейсы окружены поясами круто залегающих пород палеоархейской днестровско-бугской и неоархейской бугской серий (рис. 1 б в Балтыбаев и др., 2014). Отличается от соседних районов повышенным магнитным и гравитационным полями (Кислюк и др., 2011).

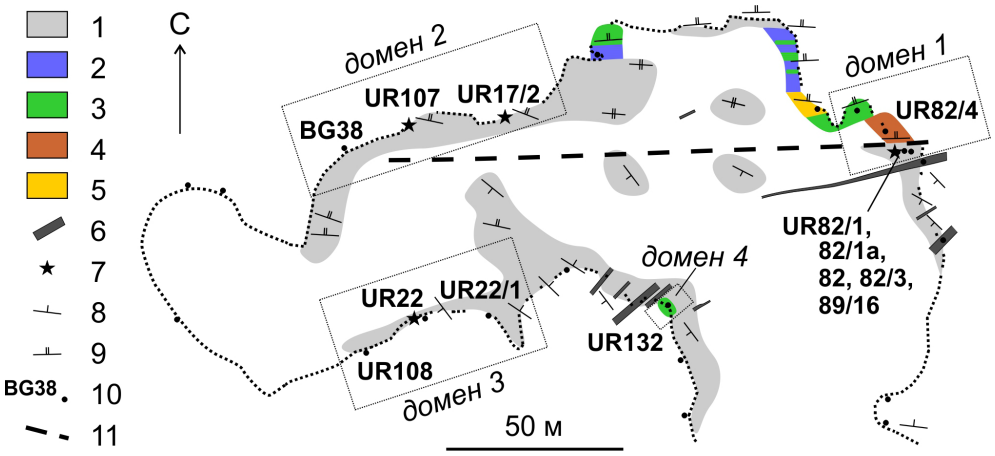


Рис. 1. Схематическая геологическая карта северной части карьера Одесский и положение доменов, описанных в тексте. 1 – гнейсоэндербиты с небольшими включениями мафических гранулитов, 2-4 – мафические гранулиты: 2 – ультраосновного и 3-4 – основного состава: 3 – метатолеиты, 4 – высоко железистые метабазальты, 5 – метаосадки, 6 – дайки метатрахиандезитобазальтов, 7 – включения ультрамафитов, 8-9 – элементы залегания: 8 – $S_{n+1} + S_{n+2}$, 9 – S_{n+3}, 10 – места отбора и номера проб, 11 – южная граница зоны пластических деформаций.

Fig. 1. Schematic geological map of the northern part of the Odessa quarry and location of the domains described in the text. 1 – gneissic enderbites with small inclusions of mafic granulites; 2-4 – mafic granulites: 2 – ultrabasic and 3-4 – basic composition: 3 – meta tholeiitic basalts, 4 – meta ferro-basalts; 5 – metasediments; 6 – dykes of metatrachyandesibasalts; 7 – ultramafic inclusions; 8-9 – structural elements: 8 – $S_{n+1} + S_{n+2}$, 9 – S_{n+3}, 10 – outcrop locations and sample numbers; 11 – south boundary of the zone plastic deformation.

Юго-восточная часть БГК (Голованевский домен) содержит более 60 интрузий, относящихся к гипербазитовой и дунит-перидотит-габбро-норитовой формациям. Аналогичные ультрамафиты располагаются и вне Голованевского домена, в центре поля гранитоидов (Кислюк и др., 2011).

Краткая геологическая характеристика строения доменов севера Одесского карьера

Карьер Одесский вскрывает ПГК на площади более 40000 м^2, сложен гнейсоэндербитами (далее – эндербиты), содержащими многочисленные включения мафитов и ультрамафитов. Размеры включений варьируют от первых десятков метров до десятков сантиметров. Благодаря включениям мафических гранулитов с возрастом 3.6 млрд. лет (Лобач-Жученко и др., 2019) и ультрамафитов, находящихся в более древних эндербитах (3.75 млрд. лет, Claesson et al., 2014), карьер в целом представляет собой тектоно-магматическую брекчию. Гетерогенность строения карьера можно видеть при сравнении доменов, расположенных в первых десятках метров друг от друга (рис. 1), а в таблице 1 дана последовательность процессов на этих территориях.

В домене 1 мафические гранулиты (северная часть домена) тектонически граничат с эндербитами (рис. 1). Породы домена находятся в зоне пластических деформаций с крутой субширотной сланцеватостью (S_{n+3}) и крутой линейностью (Лобач-Жученко и др., 2018). Эндербиты содержат включения раздробленных и частично ассимилированных мафитов (UR82, UR82/3, UR89/16), благодаря чему их состав варьирует на площади в 6 м^2 от кварцевого диорита до гранодиорита. Породы сильно разгнейсованы, местами имеет место мигматизация, которая проявлена и в наиболее крупном включении мафического гранулита (UR89/16).

Домен 2. Сложен эндербитами, содержащими включение ортопироксенита UR107 и фрагмент деформированной дайки Phl-гарцбургита UR17/2. Оба тела ультрамафитов разлинзованы, частично метаморфизованы. Наиболее сильная сланцеватость обусловлена расположением в той же зоне субширотных пластических деформаций (S_{n+3}), что и домен 1.

Домен 3. В эндербитах (UR108, UR22/1) располагается крупное включение гарцбургита (UR22). На эндербиты и гарцбургит наложена гнейсовидность (S_{n+2}) СЗ ориентировки; включение рассечено двумя дайками, идентичными по составу мафическим гранулитам домена 1 и жилой «гранита».

Таблица 1. Последовательность и корреляция геологических процессов в доменах северной части Одесского карьера (Побужский гранулитовый комплекс, Украинский щит).

Table 1. Sequence and correlation of geological processes in the domains of the northern part of the Odessa quarry (the Bug complex of the Ukrainian Shield).

ДОМЕН 1					ДОМЕН 2	ДОМЕН 3	ДОМЕН 4
Вмещающие эндербиты	Включения мафитов		Мафические гранулиты		Пироксенит/ гарцбургит/ эндербит	Гарцбургит/ эндербиты	Мафический гранулит/ трахибазальт
UR82/1, UR82/1a, UR82/15	UR82	UR82/3	UR89/16	UR82/4	UR107, UR17/2, BG038	UR22, UR22/1, UR108	UR132
					□3750*		3738±45**
3622±14		3670±5**	3659±19		□3650	3670±11	3659±19
3573±19						3648±32	3588±7
3498±47	3499±72						
3441±68							
					3334±70		
		3224±98					
3104± 9							
3103±5							
3064±6							
3044±47		2900±260*		2989±66			
			2845±65		2864±9	2867+/-16	
					2814±51		
2730±29		2742±23			□2800-2700		
		2541					□2500
2096±52	2172±30			2013±3 Sm-Nd	2077±33	2080±23	□2100
2027±36					2046±29		
					□2000-1900	2015	
1988±4						1980±30	1988±4

Примечание. Возрасты рассчитаны на основе U-Th-Pb изотопных данных (циркон, метод SHRIMP II); Sm-Nd – Sm-Nd изохронный метод (WR-Grn). Цвета: розовый – эндербиты, рыжий – лейкосома в эндербитах, голубой – интрузивные ультрамафиты: светлый – основного, темный – ультраосновного состава, зеленый – мафические гранулиты (метабазальты); черный шрифт – магматический возраст, красный – метаморфический, курсив – циркон с высоким содержанием U; * протолит эндербита (тоналит?), ** ксеногенные зерна циркона из гранитоидного источника.

Домен 4. Гранулит UR132 сохраняет наиболее раннюю сланцеватость: (S_{n+1}: С 0°→З <77), которая по мере удаления от точки 132 меняет простирание на СЗ (S_{n+2}) параллельно с изменением состава до эндербита (Fig. 3 In Lobach-Zhuchenko et al., 2017). Протолитом гранулита была вулканическая или гипабиссальная порода, испытавшая несколько этапов гранулитового метаморфизма. Гранулит рассечен дайкой метатрахибазальта, метаморфизованного в гранулитовой фации (табл. 1) (Lobach-Zhuchenko et al., 2017).

Гетерогенность состава цирконов и отсутствие корреляции процессов особенно характерны для интервала: от 3.6 до 2.8-2.75 млрд. лет. В петрографически сходных включениях ортопироксе-

нитов UR82 и UR82/3 (домен 1) находятся цирконы разного состава и генезиса не только в разных включениях, но и в одном включении. В UR82/3 присутствует циркон с высоким Th/U и низким U/Yb отношением, обычный для основных пород, и высокоурановый циркон, типичный для кислых магм и, вероятно, унаследованный из вмещающих эндербитов. UR82 не имеет зерен циркона с высоким Th/U отношением, содержит много мелких округлых розовых зерен, типичных для гранулитов, много субконкордантных цирконов, датирующих процессы 2.8–2.7 млрд лет. Из сопоставления возраста и состава циркона различных доменов (табл. 1) следует, что породы, разделенные первыми десятками метров, существенно различны, демонстрируя гетерогенность строения и эволюции.

Особенности состава ультрамафитов

Важной особенностью состава ультрамафитов ПГК: интрузий Голованевского домена и небольших включений в эндербитах является пониженная магнезиальность, равная #mg 0.86-0.80 в сравнении с примитивной мантией, ксенолитами мантии в кимберлитах кратонов и щелочных базальтах, абиссальными перидотитами, которых #mg 0.89-0.90. Подобной низкой магнезиальностью обладают ультрамафиты импактного происхождения, расположенные в ядре структуры Вредефорт в Южной Африке (Hart et al., 1990) (рис. 2 а). Изменение отношения FeO/MgO в процессе формирования импактных расплавов демонстрируют аккреционные бомбы из астроблемы Попигай с обломками пород мишени состава ТТГ, окруженными каймой стекла, которое в сравнении с ТТГ мишени имеет пониженное содержание SiO_2 и пониженную #mg (Kettrub et al., 2003). Другой особенностью ультрамафитов Побужского комплекса является высокое содержание в них Ni и для части пород – высокое отношение Ni/Cr, превышающее таковое земных пород (рис. 2 б). Значительная часть интрузий Голованевского домена имеет отношение Ni/Cr, варьирующее от 0.9 до 4.4. Phl-гарцбургит UR17/2 – фрагмент деформированной дайки Одесского карьера – имеет Ni/Cr ~ 4, что отвечает таковому в хондритах. Повышенными отношениями Ni/Cr обладают и ультрамафиты импактного происхождения структуры Вредефорт (рис. 2 б).

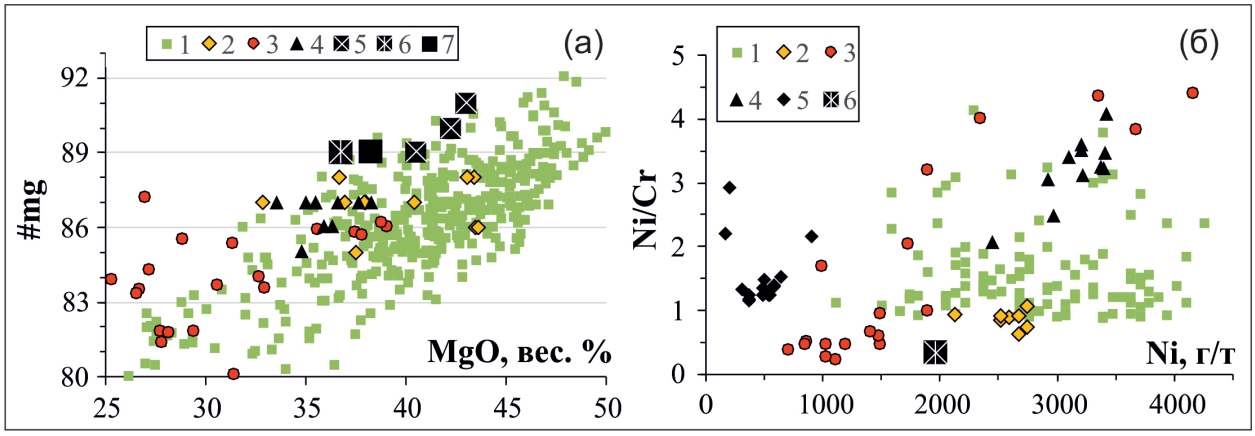


Рис. 2. (а) Соотношение #mg и MgO в ультрамафитах ПГК: 1 – Голованевского домена, 2 – Немировской интрузии (Цымбал и др., 1996), 3 – включений в эндербитах (Лобач-Жученко и др., 2018), 4 – структуры Вредефорт (Hart et al., 1990), 5 – средний состав ксенолитов перидотитов верхней мантии Байкало-Монгольской области (Никитина и др., 2010), 6 – верхняя мантия (Palme, O`Neil, 2014), 7 – деплетированная мантия (Salters, Stracke, 2004). (б) Содержание Ni и Ni/Cr отношение в ультрамафитах ПГК. Знаки 1-4 и 6 – те же, что на рис. (а), 5 – импактные расплавы структуры Мороквенг (Andreoli et al., 1999).

Fig. 2. (a) MgO vs #mg of PGC ultramafic rocks from: 1 – Golovanevskyy domain; 2 – Nemirovskaya intrusion (Tzymbal et al., 1996); 3 – enclaves within enderbites (Lobach-Zhuchenko et al., 2018); 4 – Vredefort structure (Hart et al., 1990); 5 – average composition of peridotitic xenoliths, upper mantle, Bajkal-Mongolia area (Nikitina et al., 2010); 6 – Upper Mantle (Palme, O`Neil, 2014), 7 – depleted mantle (Salters, Stracke, 2004). (b) The Ni abundance and ratio Ni/Cr in PGC ultramafic rocks from: 1-4 and 6 – as in Fig. (a), 7 – impact melts of Morokweng impact structure (Andreoli et al., 1999).

Особенности составов импактных расплавов связаны с особенностями плавления при высоких P-T параметрах при ударе болида: селективным испарением элементов. Установлено селективное испарение Fe и Mg в зависимости от температуры (Яковлев и др., 2011), а повышенные содержания Ni могут быть связаны с различными процессами, в том числе с составом ударника (Яковлев и др., 1991).

Особенности состава и структуры эндербитов

Важной особенностью эндербитов ПГК является неоднородность состава, как это отмечено для домена 1, определяемая ассимиляцией мафических пород, главным образом гранулитов (метавулканитов). Ассимиляция более молодых метавулканитов (3.66 млрд. лет) более древними тоналит-трондьемитами (3.75 млрд. лет) возможна только при очень высоких температурах, которые в момент удара в центрах импактных структур превышают 2500 °C. Эксперименты по имитации ударов метеоритов и составы многих импактных расплавов демонстрируют увеличение K и отношения K/Na и ряд других особенностей при плавлении (Koeberl et al., 2012). Архейские трондьемиты (SiO_2 – 69.56 вес. % и K_2O – 2.89 вес. %) – породы мишени импактной структуры Вредефорт – под влиянием удара протерозойского болида испытали частичное плавление с образованием «гранофелсов», которые содержат меньше SiO_2 (53.23 вес. %), больше Al_2O_3 (28.53 вес. %), и K_2O (5.75 вес. %) в сравнении с трондьемитами (Lana et al., 2004). Уменьшение содержания SiO_2 в продуктах частичного плавления трондьемита невозможно в условиях PT параметров обычного ультраметаморфизма, что указывает на принципиально иные условия при частичном плавлении при импакте. В Одесском карьере сходный с «гранофелсом» Вредефорт необычный состав имеет жила «гранита», секущая контакт ТТГ и включения перидотита UR22 (домен 3): SiO_2 – 61.17, Al_2O_3 – 20.26, K_2O – 11.44 вес. %. Гранитоиды мишени импактной структуры Вредефорт испытали перекристаллизацию с уменьшением размера зерен (Lana et al., 2004). Для эндербитов Одесского карьера также характерны размеры зерен < 1 мм. Следует отметить, что в эндербитах, расположенных ~ в 30 км к ЮВ от Одесского карьера (Кашаро-Александровский карьер), развита сеть тонких жил псевдотахилитов, возможно, импактного происхождения.

Обсуждение

Анализ установленных особенностей строения и состава пород ПГК позволяет предполагать, что они обусловлены импактными событиями: ~3.6 и ~2.8-2.7 млрд. лет. В результате раннего падения болида (~3.6 млрд. лет) имел место гранулитовый метаморфизм, с которым связано образование эндербитов за счет пород ТТГ состава, гранулитовый метаморфизм вулканитов и формирование тектоно-магматической брекчии. Циркон эндербитов имеет низкое Th/U отношение (0.04-0.1), подчеркивающее его метаморфическое происхождение. Среди цирконов этого этапа присутствуют высокоурановые цирконы, имеющие T кристаллизации > 800 °C. В эндербитах сохраняются более древние цирконы с U-Pb возрастом по $^{207}Pb/^{206}Pb$ 3.70-3.79 млрд. лет (Лобач-Жученко и др., 2011; Бибикова и др., 2013; Claesson et al., 2014), который интерпретируется как первичный магматический возраст (Claesson et al., 2014).

Около 2.8-2.7 млрд. лет назад вероятно имел место другой импакт, активно проявленный на севере карьера, в доменах 1 и 2 (табл. 1), а также за пределами карьера. С этим событием связано внедрение и кристаллизация ультрамафитов Голованевского домена и дайки субщелочного гарцбургита UR17/2 с геохимическими чертами, сходными с импактными расплавами, формирование на севере карьера зоны тектоно-магматической брекчии в условиях повторного метаморфизма и мигматизции эндербитов. Совместный анализ состава и возраста циркона различных пород этой зоны (табл. 1) показывает, что в одно время кристаллизовались разные расплавы, которые потом были совмещены в одном образце.

Ударный метаморфизм этого этапа привел к существенной перестройке U-Pb системы циркона с возникновением тренда потери Pb древних цирконов (Abramov et al., 2011), идущего к значениям ~2.8-2.7 млрд. лет, наблюдаемый в породах карьеров Одесский, Казачий Яр и Гайвороновский (Лобач-Жученко и др., 2011; Бибикова и др., 2013; Claesson et al., 2014; Shumlyansky et al., 2021).

Корреляция цирконов (и процессов) в интервале времени между 3.6 и 2.8-2.7 млрд. лет отсутствует (табл. 1).

Палеопротерозойский этап (2.05-1.9 млрд. лет) выражен значительно слабее, чем этап 2.8-2.7 млрд. лет. Главным геологическим событием явилось внедрение даек трахиандезитобазальтов (рис. 1) и метабазальтов, кристаллизовавшихся в условиях гранулитового метаморфизма. Палеопротерозойский метаморфизм гранулитов (UR82/4, домен 1) не отразился на U-Pb системе циркона, возраст метаморфизма определен Sm-Nd методом (табл. 1). Южнее, в обн. UR82 (домен 1) наряду с перестройкой Sm-Nd системы имело место образование кайм на зернах циркона 2027-2096 млн. лет назад (табл. 1).

Заключение

Наблюдаемые особенности пород ПГК: строение территории, представляющее собой тектономагматическую брекчию с ассимиляцией основных пород, различная индивидуальная история включений, присутствие магматических пород с особенностями состава импактных расплавов, псевдотахилитовые жилы, многократность геологических событий, устанавливаемых в одном образце, позволяют предполагать, что они являются следствием импактов.

Работа выполнена в рамках темы НИР № FMNU-2019-0001.

Литература

1. Балтыбаев Ш.К., Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Юрченко А.В., Егорова Ю.С., Богомолов Е.С. Возраст и метаморфизм кристаллосланцев побужского гранулитового комплекса Украинского щита – древнейших вулканитов фундамента Восточно–Европейской платформы // Региональная геология и металлогения. 2014. № 58. С. 33–44.
2. Бибикова Е.В., Клаэссон С., Федотова А.А., Степанюк Л.В., Шумлянский Л. Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Ильинский Л. Изотопно–геохронологическое (U-Th-Pb, Lu-Hf) изучение цирконов архейских магматических и метаосадочных пород Подольского домена Украинского щита // Геохимия. 2013. Т. 51. № 2. С. 99–121.
3. Кислюк В.В., Зюльцле В.В., Дорковська З.М., Гук Л.В., Бондаренко В.В., Чернецька Г.Й., Нікіташ Л.П., Кислюк Г.В. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Центральноукраїнська серія. Аркуш M-35-XXXVI (Гайворон). К. Изд-во: Міністерство екології та природних ресурсів України, Державна служба геології та надр України, Північне державне регіональне геологічне підприємство «Північгеологія». 2011. 116 с.
4. Лобач-Жученко С.Б., Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н., Сергеев С.А., Пресняков С.Л. Возраст цирконов из эндербито-гнейсов Среднего Побужья (Днестрово-Бугский мегаблок Украинского щита) // Минерал. Сборник. Киев. 2011. Т. 33. №1. С. 3–15.
5. Лобач-Жученко С.Б., Каулина Т.В., Марин Ю.Б., Юрченко А.В., Скублов С.Г., Егорова Ю.С., Галанкина О.Л., Сергеев С.А. Палеоархейсеий U-Pb (SIMS SHRIMP II) возраст мафических гранулитов Побужского комплекса Украинского щита // Доклады РАН. 2019. Т. 484. Ч. 1. С. 101–104. https://doi.org/10.1134/S1028334X19010240.
6. Лобач-Жученко С.Б., Егорова Ю.С., Балтыбаев Ш.К., Балаганский В.В., Степанюк Л.М., Юрченко А.В., Галанкина О.Л., Богомолов Е.С., Сукач В.В. Перидотиты в палеоархейских ортогнейсах Побужской гранулито-гнейсовой области Украинского щита: геологическое положение, особенности состава, генезис // Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы. Ред. В.А. Глебовицкий, Ш.К. Балтыбаев. Санкт-Петербург. Издательско-полиграфическая ассоциация высших учебных заведений. 2018. С. 164–192.
7. Никитина Л.П., Гончаров А.Г., Салтыкова А.К., Бабушкина М.С. Окислительно-восстановительное состояние континентальной литосферной мантии Байкало-Монгольской области // Геохимия. 2010. № 1. С. 17–44.
8. Цымбал С.Н., Каневский В.Я., Кривдик С.Г. Ультрамафиты Немировской интрузии (Украинский щит) // Мин. журн. 1996. № 18. С. 35–47.
9. Яковлев О.И., Герасимов М.В., Диков Ю.П. Оценка температурных условий образования HASP– и GASP–стекол лунного реголита // Геохимия. 2011. № 3. С. 227–238.
10. Яковлев О.И., Бадюков Д.Д., Файнберг В.С., Баулин Н.Н., Пилюгин Н.Н., Тихомиров С.Г. Ударное взаимодействие железного метеорита с силикатной мишенью // Геохимия. 1991. № 6. С. 796–805.
11. Abbott D.H., Isley A. E. Extraterrestrial influences on mantle plume activity // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 205. P. 53–62.
12. Abramov O., Kring D. A., Mojzsis S. J. Modeling of impact-induced age resetting and partial Pb-loss in zircon grains // 42nd Lunar and Planetary Science Conference. 2011. 2674.

13. Andreoli M. A. G., Ashwal L. D., Hart R. J., Huizenga J. M. A Ni- and PGE-enriched quartz norite impact melt complex in the Late Jurassic Morokweng impact structure, South Africa // Geol. Soc. America. Spec. Publ. 1999. V. 339. P. 91–108. https://doi.org/10.1130/0-8137-2339-6.91.
14. Byerly G.R., Lowe D.R., Wooden J.L., Xie X. An Archean impact layer from the Pilbara and Kaapvaal cratons // Science. 2002. V. 297. P. 1325–1327. https://doi.org/10.1126/science.1073934.
15. Claesson S., Bibikova E., Shumlyanskyy L.V., Dhuime B., Hawkesworth C.J. The oldest crust in the Ukrainian Shield – Eoarchaean U–Pb ages and Hf–Nd constraints from enderbites and metasediments // Geol. Soc. London. 2014. Spec. Publ. P. 227–259. https://doi.org/10.1144/SP389.9.
16. Hart R.J., Andreoli M.A.G., Smith C.B., Otter M.L., Durrheim R. Ultramafic rocks in the centre of the Vredefort structure (South Africa): Possible exposure of the upper mantle? // Chemical Geology. 1990. V. 83. P. 233–248.
17. Jones A.P., Price G.D., Price N.J., DeCarli P.S., Clegg R.A**.** Impact induced melting and the development of large igneous provinces // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 202. P. 551– 561.
18. Kettrup B., Deutsch A., Masaitis V.L. Homogeneous impact melts produced by a heterogeneous target? Sr-Nd isotopic evidence from the Popigai crater, Russia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2003. V. 67. P. 733–750. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)01143-2.
19. Koeberl C., Claeys P., Hecht L., McDonald I. Geochemistry of Impactites // Elements. 2012. V. 8. P. 37–42.
20. Kysliuk V.V., Zultsle V.V., Dorkovska Z.M., Guk L.V., Bondarenko V.V., Chernetska G.Y., Nikitash L.P., Kysliuk G.V. (2011). State Geological Map of Ukraine in the scale 1:200 000, Map sheet M-35-XXXVI (Haivoron). Ministry of Ecology and Natural Resources of Ukraine, Kyiv: State Geological Survey, Northern State Regional Geological Enterprise Pivnichgeologiya, p. 116 (In Ukrainian).
21. Lana C., Reimold W.U., Gibson R.L., Kjeberl C., Siegesmund S. Nature of the Archean midcrust in the core of the Vredefort Dome, Central Kaapvaal Craton, South Africa // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004. V. 68. No. 3. P. 623–642. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(03)00447-2.
22. Lana C., Gibson R.L., Reimold W.U. Impact tectonics in the core of the Vredefort dome, South Africa: implications for central uplift formation in very large impact structures // Meteorit Planet. Sci. 2003. V. 38. P. 1093–1107.
23. Lobach-Zhuchenko S.B., Kaulina T.V., Baltybaev S.K., Balagansky V.V., Egorova Yu.S., Lokhov K.I., Skublov S.G., Sukach V.V., Bogomolov E.S., Stepanyuk L.M., Galankina O.L., Berezhnaya N.G., Kapitonov I.N., Antonov A.V., Sergeev S.A. The long (3.7–2.1 Ga) and multistage evolution of the Bug Granulite–Gneiss Complex, Ukrainian Shield, based on the SIMS U–Pb ages and geochemistry of zircons from a single sample // Geological Society London. Spec. Publ. 2017. V. 449. P. 175–206. https://doi.org/10.1144/SP449.3.
24. Palme H., O`Neill H.St.C. Cosmochemical Estimates of Mantle Composition // In: Treatise on Geochemistry. 2014. V. 2. P. 1–38.
25. Salters V.J.M., Stracke A. Composition of the depleted mantle // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2004. An electronic journal of the Earth Sciences. V. 5. № 5. P. 13.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 282–286

Правила или традиции – основа для номенклатуры минералов группы трифилина

Лялина Л.М. [1], Селиванова Е.А. [1, 2], Золотарев А.А. (мл.) [3], Савченко Е.Э. [1, 2]

[1] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, lialina@geoksc.apatity.ru

[2] Центр наноматериаловедения ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, selivanova@geoksc.apatity.ru; evsav@geoksc.apatity.ru

[3] Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, aazolotarev@gmail.com

Аннотация. Взамен исторически сложившемуся разделению промежуточных по составу фосфатов с оливиновым типом структуры на минеральные виды по косвенным признакам (ассоциация, оптические характеристики) предложена классификация, основанная на определяющих (конституционных) свойствах минералов – химическом составе и кристаллической структуре. Определены границы составов Li(Fe,Mn)-фосфатов группы трифилина с общей формулой $(A^{+}_{x},\square_{1-x})(B^{2+}_{x},C^{3+}_{1-x})(PO_4)$, где x=0, 0.5 или 1; A=Li; $B^{2+}(C^{3+})$=Mn,Fe. Приведена номенклатура Li(Fe,Mn)-фосфаты группы трифилина, в рамках которой установленные в сподуменовых пегматитах Колмозерского месторождения минералы диагностированы как литиофилит (светлый тип) и феррисиклерит (бурый и черный типы).

Ключевые слова: Li(Fe,Mn)-фосфаты, группа трифилина, минеральный вид, номенклатура, сподуменовые пегматиты, Колмозерское литиевое месторождение, Арктика.

Rules and traditions as a foundation for nomenclature of the triphylite group minerals

Lyalina L.M. [1], Selivanova E.A. [1, 2], Zolotarev A.A. (jr) [3], Savchenko Ye.E. [1, 2]

[1] Geological Institute FRC KSC RAS, Apatity, lialina@geoksc.apatity.ru

2 Nanomaterials Research Center KSC RAS, Apatity, selivanova@geoksc.apatity.ru; evsav@geoksc.apatity.ru

3 Saint Petersburg state University, Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg, evsav@geoksc.apatity.ru

Abstract. Instead of the historically established classification of the intermediate olivine-type phosphates into mineral species based on indirect features (association, optical features), we offer a classification based on defining (constitutive) mineral features, i.e., their chemical composition and crystal structure. Compositions of the triphylite group Li(Fe,Mn)-phosphates with the general formula $(A^{+}_{x}, \square_{1-x})(B^{2+}_{x}, C^{3+}_{1-x})(PO_4)$, where x= 0, 0.5 or 1, and A=Li; B(C)=Mn,Fe have been specified. A nomenclature of the triphylite group Li(Fe,Mn)-phosphates, within which minerals found in spodumene pegmatites of the Kolmozero deposit have been diagnosed as lithiophilite (light type) and ferrisicklerite (brown and black types), is provided.

Key words: Li(Fe,Mn)-phosphates, triphylite group, mineral species, nomenclature, spodumene pegmatites, Kolmozero lithium deposit, Arctics.

Введение

Лавинообразный рост исследований и публикаций, посвященных Li(Fe,Mn)-фосфатам со структурой оливинового типа произошел после открытия уникальных электрохимических свойств трифилина, которые и объясняют статус минералов как «наилучшего материала для катодов в электрических батареях» (Hatert, 2012a и ссылки в этой работе).

Традиционно считается, что в процессе окисления железа и марганца и сопутствующему ему выносу лития трифилин $LiFe^{2+}(PO_4)$ и литиофилит $LiMn^{2+}(PO_4)$ через промежуточные фазы – феррисиклерит и сиклерит, превращаются в гетерозит $Fe^{3+}(PO_4)$ и пурпурит $Mn^{3+}(PO_4)$. Данная схема изоморфных замещений $Li^{+}(Fe^{2+},Mn^{2+})\leftrightarrow\square(Fe^{3+},Mn^{3+})$ под названием «последовательности Квенсела-Мэйсона (Quensel – Mason)» прочно вошла в литературу (Schmid-Beurmann et al., 2013, Baijot et al., 2012 и др.).

Несмотря на простой химический состав и такую же простую схему изоморфизма, диагностика минеральных видов и проведение границ между ними вызывают затруднения, причиной которых являются, отчасти, сложности в химическом анализе вещества. Разделение Li(Fe,Mn)-фосфатов с оливиновым типом структуры на минералы часто проводят по косвенным признакам: оптическим характеристикам (Fontan et al., 1976, Roda-Robles et al., 2014) или минеральным ассоциациям (Roda et al., 2004). Такой подход, конечно, не является приемлемым, минерал должен диагностироваться по определяющим (конституционным) свойствам – кристаллической структуре и химическому составу.

В качестве примеров, поясняющих проблему номенклатуры, можно привести: одинаковые формулы литиофилита и сиклерита (IMA List of Minerals, January 2021), отсутствие критериев (границ) между минеральными видами. Не имея систематики и номенклатуры рассматриваемых фосфатов, исследователи вынуждены либо использовать двойные названия минерала - «литиофилит-сиклерит» (Hatert et al., 2011), либо вовсе оставлять минерал не диагностированным до вида (Roda-Robles et al., 2014). Надо отметить, что проблема номенклатуры фосфатов с оливиновым типом структуры в целом, и вопрос границы между литиофилитом и сиклеритом, в частности, уже поднимались (Hatert et al., 2012 b).

С подобными сложностями определения минералов столкнулись и авторы при изучении Li(Fe,Mn)-фосфатов с отношениями Fe:Mn ≈ 1:1 (Лялина и др., 2020). Комбинируя данные микрозондовых анализов и монокристальных исследований (Золотарев и др., 2020), были рассчитаны эмпирические формулы разновидностей «трифилинов» из сподуменовых пегматитов Колмозера:

– светлый $(Li_{0.91}\square_{0.09})_{1.00}(Mn^{2+}_{0.62}Fe^{2+}_{0.33}Fe^{3+}_{0.09}Mg_{0.01}Ca_{0.01})_{1.06}P_{1.00}O_4$;

– бурый $(Li_{0.63}\square_{0.37})_{1.00}(Mn^{2+}_{0.65}Fe^{3+}_{0.26}Mn^{3+}_{0.11}Mg_{0.02}Ca_{0.01})_{1.05}(P_{0.99}Si_{0.01})_{1.00}O_4$;

– черный $(\square_{0.58}Li_{0.42})_{1.00}(Fe^{3+}_{0.50}Mn^{2+}_{0.44}Mn^{3+}_{0.08}Mg_{0.02}Ca_{0.01})_{1.05}P_{1.00}O_4$.

Определение светлой разновидности как литиофилита не вызывает затруднений, чего нельзя сказать про бурую и черную разновидности.

Диаграммы для классификации Li(Fe,Mn)-фосфатов группы трифилина

Li(Fe,Mn)-фосфаты со структурой оливинового типа (Finger, Rapp, 1969; Якубович и др., 1977) из группы трифилина имеют стандартную формулу $M1M2TO_4$, где $M1$(Li) и $M2$(Fe,Mn) – октаэдрические, а T(P) – тетраэдрические катионы.

Изучение продуктов окисления Li(Fe,Mn)-фосфатов в природных образцах, а также экспериментальные данные (Murdoch, 1955; Roda et al., 2004; Schmid-Beurmann et al., 2013 и др.) позволяют предположить, что первым в этих фосфатах окисляется железо, а окисление марганца начинается только после полного перехода железа в Fe^{3+}. Отсюда следуют ограниченные варианты сочетания катионов в позиции $M2$: 1) Fe^{2+}, Mn^{2+}, Fe^{3+} и 2) Mn^{2+}, Fe^{3+}, Mn^{3+}, что позволяет наносить составы минералов на обычные треугольные диаграммы (рис. 1, а). Треугольники имеют общую сторону Mn^{2+}-Fe^{3+}, по которой могут быть совмещены (рис. 1, б). Мы получаем диаграмму (рис. 1, в), учитывающую все катионы в позиции $M2$ и подобную диаграмме в работе (Fontan et al., 1976).

Классификация и номенклатура по правилам Международной минералогической ассоциации (IMA)

Строго следуя правилу выделения минералов в сериях твердых растворов по доминирующему компоненту и доминирующей валентности (Hatert, Burke, 2008), границы между минеральными видами следует провести так, как показано на рисунке 1, г. Самостоятельными минеральными видами могут считаться только конечные члены серий твердых растворов – трифилин, литиофилит, гетерозит и пурпурит (рис. 1, г). В то время как феррисиклерит и сиклерит должны быть дискредитированы. В этом случае общая формула Li(Fe,Mn)-фосфатов группы трифилина имеет вид $(A^+_{1-x}\square_x)(B^{2+}_{1-x}C^{3+}_x)(PO_4)$, где x=0 или 1, A^+=Li; $B^{2+}(C^{3+})$=Fe,Mn. В группу войдут: трифилин $LiFe^{2+}(PO_4)$, литиофилит $LiMn^{2+}(PO_4)$, гетерозит $Fe^{3+}(PO_4)$, пурпурит $Mn^{3+}(PO_4)$.

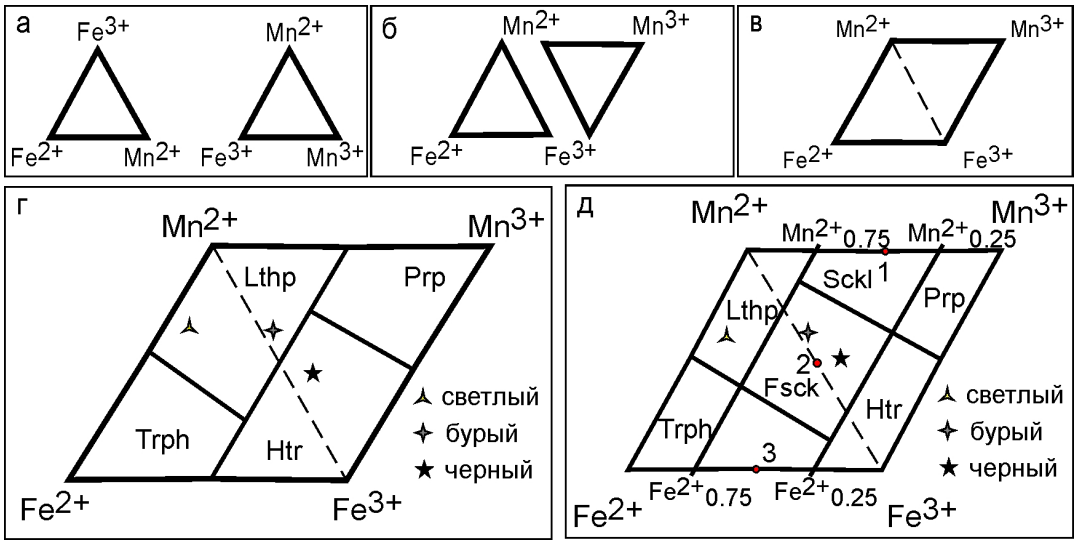


Рис. 1. Классификационные диаграммы для Li(Fe,Mn)-фосфатов с оливиновым типом структуры. Сокращения: Trph – трифилин, Lthp – литиофилит, Prp – пурпурит, Htr – гетерозит, Sckl – сиклерит, Fsck – феррисиклерит.

Fig. 1. Diagrammatic representations of heterovalent substitutions in olivine-type Li(Fe,Mn)-phosphates. Abbreviations: Trph – triphylite, Lthp – lithiophilite, Prp – purpurite, Htr – heterosite, Sckl – sicklerite, Fsck – ferrisicklerite.

Изученные фосфаты из сподуменовых пегматитов Колмозеро попадают в поля литиофилита (светлый и бурый) и гетерозита (черный) (рис. 1, г).

Классификация и номенклатура с сохранением утвержденных (традиционных) минеральных видов

Сохранение минеральных видов феррисиклерита и сиклерита может быть целесообразным из практических соображений. Увеличение содержания трехвалентных катионов приводит к существенным изменениям физических свойств, в частности оптических, поэтому использование исторически укоренившихся названий «феррисиклерит» и «сиклерит» вполне оправдано. Однако следует навести порядок с классификацией и номенклатурой фосфатов оливинового типа, хотя при этом придется отступить от строгого следования правилу 50 % содержания компонента.

На серединах линий, соответствующих сериям твердых растворов, располагаются точки промежуточных составов (рис. 1, д). На линии Mn^{2+} (литиофилит) – Mn^{3+} (пурпурит) располагается точка 1 с формулой $(Li_{0.5}\square_{0.5})(Mn^{2+}_{0.5}Mn^{3+}_{0.5})(PO_4)$, на линии Mn^{2+} (литиофилит) – Fe^{3+} (гетерозит) – точка 2 с формулой $(Li_{0.5}\square_{0.5})(Mn^{2+}_{0.5}Fe^{3+}_{0.5})(PO_4)$, на линии Fe^{2+} (трифилин) – Fe^{3+} (гетерозит) – точка 3 с формулой $(Li_{0.5}\square_{0.5})(Fe^{2+}_{0.5}Fe^{3+}_{0.5})(PO_4)$ (рис. 1, д). Эти точки, отступая от правил IMA, могут быть приняты за самостоятельные минеральные виды: 1 – сиклерит, 2 – феррисиклерит, 3 – гипотетическая фаза без названия. Тогда границами между минеральными видами будут линии $Fe^{2+}_{0.25}$-$Mn^{2+}_{0.25}$, $Fe^{2+}_{0.75}$-$Mn^{2+}_{0.75}$ и продолжение границ трифилин-литиофилит и гетерозит-пурпурит (рис. 1, д).

Сохраняя самостоятельными минеральные виды промежуточных составов, общую формулу Li(Fe,Mn)-фосфатов группы трифилина можно записать как $(A^{+}_{1-x}\square_x)(B^{2+}_{1-x}C^{3+}_x)(PO_4)$, где x=0. 0.5 или 1, A^{+}=Li; $B^{2+}(C^{3+})$=Mn,Fe. Формулы минералов следующие (для промежуточных составов формулы удвоены во избежание дробных коэффициентов): $LiFe^{2+}PO_4$ – трифилин, $LiMn^{2+}PO_4$ – литиофилит, $Fe^{3+}PO_4$ – гетерозит, $Mn^{3+}PO_4$ – пурпурит, $Li(Mn^{2+},Fe^{3+})_2(PO_4)_2$ – феррисиклерит, $Li(Mn^{2+},Mn^{3+})_2(PO_4)_2$ – сиклерит.

Из общей формулы следуют еще два возможных сочетания элементов. Гипотетический $Li(Fe^{2+},Fe^{3+})_2(PO_4)_2$, существование которого вероятно, и $Li(Fe^{2+},Mn^{3+})_2(PO_4)_2$, существование которого невозможно, если принимать полное окисление железа вперед марганца.

Минералы из Колмозера попадают в поля феррисиклерита (бурый и черный типы) и литиофилита (светлый тип) (рис. 1, д).

Следует отметить, что в данном варианте классификации и номенклатуры Li(Fe,Mn)-фосфатов с оливиновым типом структуры, сохраняемые в качестве самостоятельных минеральные виды (сиклерит, феррисиклерит) имеют широкие вариации составов. Особенно это касается феррисиклерита. К нему относятся как полнокатионные (*apfu* Li > 0.5), так и катиондефицитные минералы (*apfu* Li < 0.5), марганцевые (*apfu* Mn^{2+} > *apfu* Fe^{2+}) и железистые (*apfu* Fe^{2+} > *apfu* Mn^{2+}) разновидности. Но, тем не менее, порядка в группе трифилина будет больше, а сложностей с определением минерального вида меньше.

Заключение

Строгое следование правилам IMA выделения минеральных видов в сериях твердых растворов однозначно определяет формулы минералов и границы между ними. Но требует отказа от утвержденных феррисиклерита и сиклерита, являющихся исторически укоренившимися названиями, традиционно используемыми для обозначения продуктов изменения трифилина-литиофилита.

Сохранение феррисиклерита, сиклерита и подобного им промежуточного по составу симферита, делает классификацию и номенклатуру более сложными, вводя дополнительные границы между минералами. Кроме того, в пределах одного минерального вида, объединяются фазы, существенно различающиеся составами и, соответственно, эмпирическими формулами, как это было показано на примере феррисиклерита.

Несмотря на это, авторы считают возможным такой вариант номенклатуры группы трифилина, поскольку достаточно распространенные промежуточные по составу фазы существенно отличаются по свойствам от крайних членов рядов. Изученные Li(Fe,Mn)–фосфаты из сподуменовых пегматитов Колмозера, Кольский полуостров, Россия авторы определяют как литиофилит и две разновидности феррисклерита.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0226-2019-0051.

Литература

1. Золотарев А.А. (мл.), Кудряшов Н.М., Селиванова Е.А., Савченко Е.Э., Лялина Л.М. Кристаллическая структура минералов группы трифилина из сподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения, Кольский полуостров // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2020. 17. С. 201–206. doi.org/10.31241/FNS.2020.17.037.
2. Лялина Л.М., Кудряшов Н.М., Селиванова Е.А., Савченко Е.Э. Минералы группы трифилина из сподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения (Кольский полуостров) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2020. 17. С. 339–343. doi.org/10.31241/FNS.2020.17.064.
3. Якубович О.В., Симонов М.А., Белов Н.В. Кристаллическая структура синтетического трифилина $LiFe[PO_4]$ // ДАН СССР. 1977. 235. 1. С. 93–95.
4. Baijot M., Hatert F., Philippo S. Mineralogy and geochemistry of phosphates and silicates in the Sapucaia pegmatite, Minas Gerais, Brazil: genetic implications // The Canadian Mineralogist. 2012. N. 50(6). P. 1531–1554. DOI: 10.3749/canmin.50.6.1531.
5. Finger L.W., Rapp G.R. Refinement of the crystal structure of triphylite. Carnegie Institute Washington Yearbook. 1969. V. 68. P. 290–292.
6. Fontan P.F., Huvelin P., Orliac M., Permingeat F. La ferrisicklérite des pegmatites de Sidi Bou Othmane (Jebilet, Maroc) et le groupe des minéraux à structure de triphylite // Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie. 1976. 99. P. 274-286.
7. Hatert F., Burke E. THE IMA–CNMNC dominant-constituent rule revisited and extended // The Canad. Mineral. 2008. V. 46(3). P. 717–728.https://doi.org/10.3749/canmin.46.3.717.
8. Hatert F., Ottolini L., Schmid-Beurmann P. Experimental investigation of the alluaudite+triphylite assemblage, and development of the Na-in-triphylite geothermometer: applications to natural pegmatite phosphates // Contrib. Mineral. Petrol. 2011. V. 161. P. 531–546. DOI 10.1007/s00410-010-0547-6.
9. Hatert F. Iron-Manganese Phosphates with the Olivine – and Alluaudite-Type Structures: Crystal Chemistry and Applications // In: Minerals as Advanced Materials II. Sergey V. Krivovichev ed. Springer Heidelberg New York Dordrecht London. 2012a. 427 p. DOI 10.1007/978-3-642-20018-2.
10. Hatert F., Ottolini L., Wouters J., Fontan F. A structural study of the lithiophilite-sicklerite series // The Canad. Mineral. 2012 b. V. 50. P. 843–854.
11. Murdoch J. Phosphate minerals of the Borborema pegmatites: I-Patrimonio // Amer. Mineral. 1955. V. 40. P. 50–63.

12. Roda E., Pesquera A., Fontan F., Keller P. Phosphate mineral associations in the Cañada pegmatite (Salamanca, Spain): Paragenetic relationships, chemical compositions, and implications for pegmatite evolution // Amer. Mineral. 2004. V. 89. P. 110–125.
13. Roda-Robles E., Pesquera A., García de Madinabeitia S., Gil Ibarguchi J., Nizamoff J., Simmons W., Falster A., Galliski M.A. On the geochemical character of primary Fe-Mn phosphates belonging to the triphylite-lithiophilite, graftonite-beusite, and triplite-zwieselite series: first results and implications for pegmatite petrogenesis // The Canad. Mineral. 2014. 52. P. 321–335. DOI: 10.3749/canmin.52.2.321.
14. Schmid-Beurmann P., Ottolini L., Hatert F., Geisler T., Huyskens M., Kahlenberg V. Topotactic formation of ferrisicklerite from natural triphylite under hydrothermal conditions // Mineralogy and Petrology. 2013. V. 107. P. 501–515. DOI 10.1007/s00710-012-0250-6.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 287–291

Минерально-вещественный состав разломов Хибинского массива на примере данных по месторождениям Олений ручей и Расвумчорр: аспекты эволюции и варианты интерпретации

Маркович Д.И., Жиров Д.В.
Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Dima153555@yandex.ru; zhirov@geoksc.apatity.ru

Аннотация. Работа приводит результаты исследований минерального и вещественного составов внутренней части разломных зон Хибинского массива на примере данных по месторождениям Олений Ручей и Расвумчорр. Делаются выводы о полихронности разломо- и сопутствующего минералообразования: начало формирования разломных структур Хибинского массива увязывается нами с позднемагматической – ранней постмагматической стадией, тектоническая активизация произошла примерно на палеоген – неогеновом этапе и продолжается в современное время в результате изостазии и активного освоения недр.
Ключевые слова: Хибинский массив, разлом, разломная зона, тектоника, гидротермальный, экзогенный.

Mineral and chemical composition of the Khibiny massif faults on the example of data on the Oleniy Ruchey and Rasvumchorr deposits: aspects of evolution and interpretation options

Markovich D.I., Zhirov D.V.
Geological institute KSC RAS, Apatity, Dima153555@yandex.ru; zhirov@geoksc.apatity.ru

Abstract. This article is devoted to the study of the mineral and chemical composition of the inner part of the fault zones of the Khibiny massif. The deposits of Oleniy Ruchey and Rasvumchorr were chosen as the object of research.This paper concludes about polychronicity the development of the fault zones and associated with mineral formation. The authors link the formation of fault structures of the Khibiny massif, with the late magmatic and early post-magmatic stages. Tectonic activation of fault zones occurred approximately at the Paleogene-Neogene stage and continues at the present time as a result of isostatic uplift of the Khibiny massif and active development of deposits.
Key words: Khibiny massif, fault, fault zone, tectonics, hydrothermal, exogenous.

Введение

Проблема разломной тектоники и сопутствующего минералообразования в Хибинском массиве имеет как фундаментальное, так и прикладное значение. В научном плане актуальность связана с вопросами постмагматической эволюции: с этапами и стадиями разрывной тектоники, гидротермального и гипергенного минералообразования в разломных зонах Хибинского массива. Прикладное значение обусловлено тем, что современное состояние и взаимоотношения в ряду «напряженно-деформированное состояние (НДС) - разрывные структуры - минеральные и вещественные изменения исходных пород» во многом определяют безопасность горных работ как в карьерах, так и на подземных рудниках. Если в отношении НДС и разломов существует множество хорошо апробированных измерительных и аналитических методов исследований и накоплены достоверные базы данных и знаний по каждому из эксплуатирующихся рудников, то изучение минерального и вещественного составов разломных зон, сопутствующих процессов минералообразования и изменения / выветривания выполнено с меньшей степенью детальности. Большинство результатов и публикаций по этой тематике приходятся на период до начала - середины 1980-х гг. (Дорфман, 1962; Онохин, 1975; Афанасьев, 1980; Дудкин, 2002 и др.). Практически все исследователи относят формирование разломов (так называемых зон шпреуштейнизации) и проявление сопутствующих процессов минералообразования к неотектоническому этапу развития массива. В то же время результаты выполненных исследований существенно раздвигают временные границы формирования и преобразования разломных зон, а также дополняют перечень сопутствующих процессов.

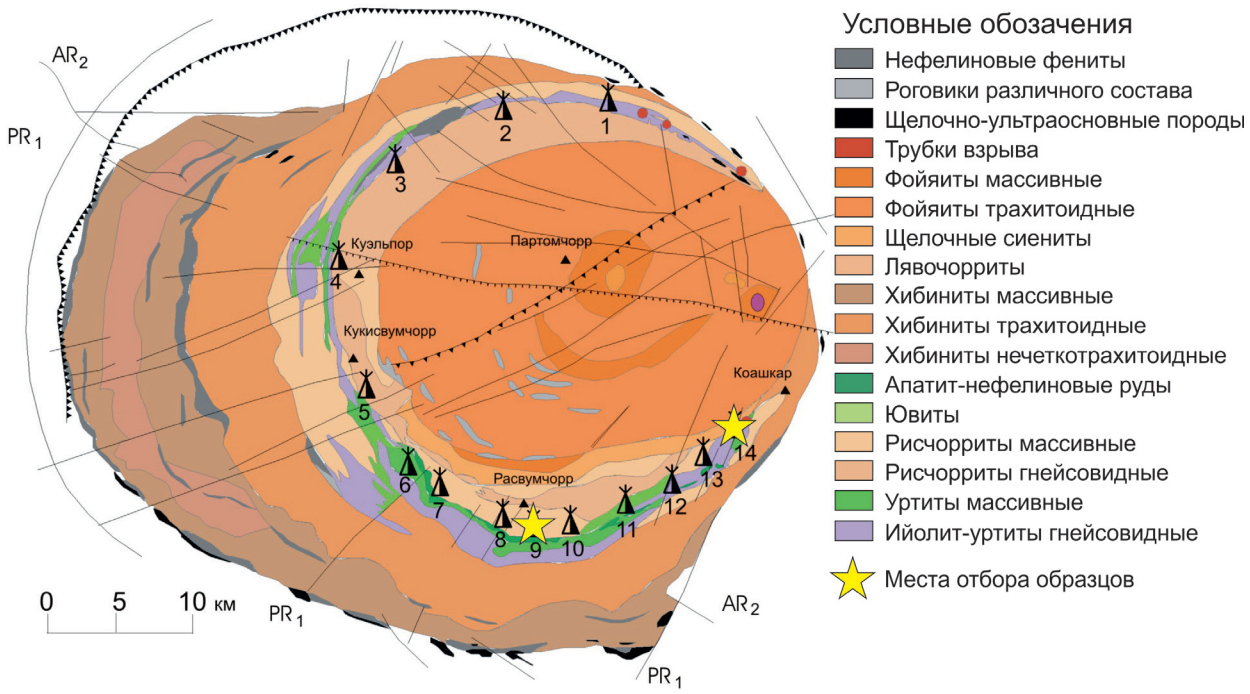


Рис. 1. Объекты исследования на геологической карте Хибинского массива: № 9 - Плато Расвумчорр, № 14 – Олений Ручей, по (Мультимедийный ..., 2001).

Fig. 1. The research objects on the geological map of the Khibiny pluton: № 9 - Plato Rasvumchorr, № 14 – Oleniy Ruchey, after (Multimedia ..., 2001).

Объектами исследований послужили массивы пород лежачего крыла месторождения Плато Расвумчорр (восточная часть южного борта карьера рудника «Центральный»), а также лежачего и висячего крыльев месторождения / карьера Олений Ручей (рис. 1).

Исследование минерального и вещественного составов разломных зон

Разрывная тектоника и трещиноватость месторождений Плато Расвумчорр и Олений Ручей многократно изучена на макро- и мезомасштабном уровне (Онохин, 1975; Титов, 1986; Zhirov et al, 2016 и др.). Однако вопросы эволюции разрывной тектоники во взаимосвязи с сопутствующими процессами изменения минерально-химического состава пород и руд исследованы не достаточно.

В ходе полевых исследований 2010-2020 гг. были отобраны образцы из ориентированного керна инженерно-геологической скважин (м-е Плато Расвумчорр) на разном удалении и внутри разломных зон с интенсивным проявлением шпреуштейнизации (или «окисления» в производственной терминологии) (рис. 2 А). Кроме того, были взяты образцы пород из центральной части разломной зоны карьера Олений ручей (рис. 2 Б).

Макроскопически образцы представляют собой в различной степени дезинтегрированные и изменённые (тектонически и минералогически) вмещающие породы (преимущественно уртиты), а также гидротермальные и гипергенные образования (жильные и зональные).

Петрографическое изучение жил показало, что их краевые части заполнены натролитом как минимум двух генераций (натролит второй генерации несет в себе ксенолиты и продукты изменения предыдущих фаз, вследствие чего имеет охряно-желтый цвет). Тела выполнения (гидротермальные жилы) выполнены преимущественно мелкозернистыми до аморфного состояния образованиями (рис. 3). Как правило, даже при больших увеличениях (X20-X40) едва различимы отдельные зерна. Поэтому основными методами исследований минералогического и вещественного состава жил стали микрозондовый и рентгеноструктурный.

Результаты микрозондового анализа – 14 (по 7 на каждый шлиф) определений вещественного состава минералов были пересчитаны по кислородному методу (Булах, 1967), в результате чего

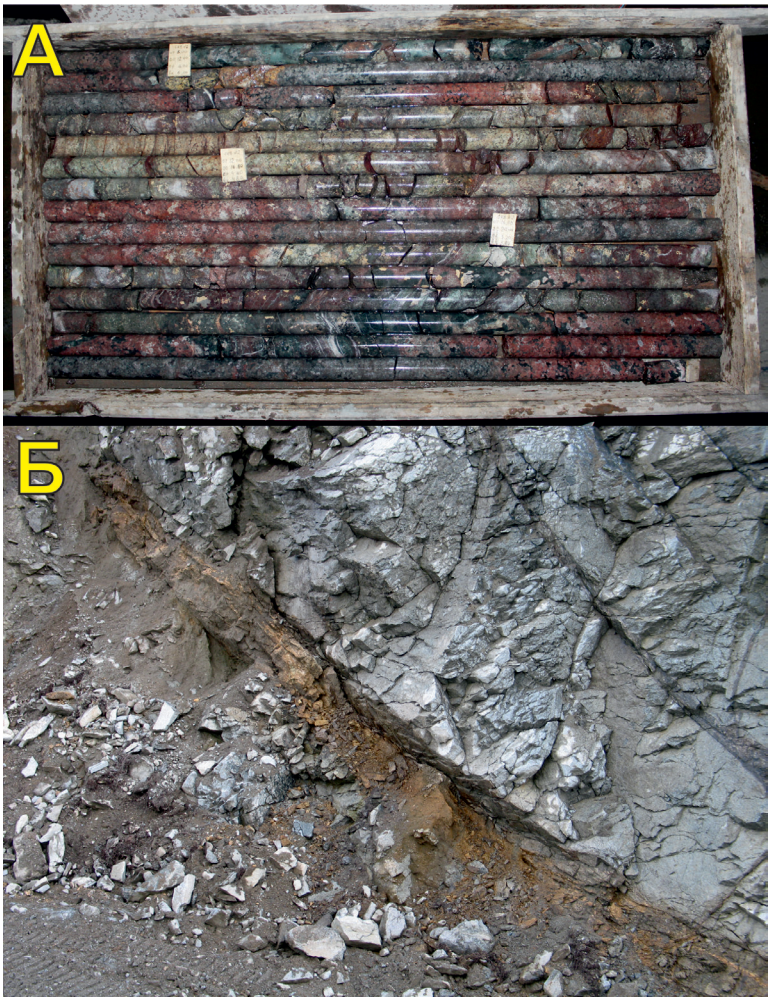


Рис. 2. А – керн инженерно-геологической скважины R-2 (Расвумчорр); Б – Выход Зоны Главного разлома в карьере месторождения Олений ручей.

Fig. 2. A – Drill core of the engineering-geological well R-2 (Rasvumchorr); B – Outcrop of the Main Fault Zone in the Western slope of the Oleniy Ruchey open pit.

был определен преобладающий минеральный состав тел выполнения (жил) и получены следующие расчетные формулы минералов:

Гидроксилапатит:

$$Ca_{3.75\text{-}5.01}K_{0.00\text{-}0.32}Sr_{0.00\text{-}0.14}Mg_{0.00\text{-}0.03}[P_{2.36\text{-}3.23}Si_{0.00\text{-}0.39}Al_{0.00\text{-}0.18}O_{12.00}](OH)_{1.00}$$

Фторкафит:

$$Ca_{4.03\text{-}4.80}Sr_{0.05\text{-}0.53}Mg_{0.01\text{-}0.06}Fe^{2+}_{0.00\text{-}0.02}K_{0.00\text{-}0.01}[P_{2.55\text{-}2.81}Al_{0.00\text{-}0.13}Si_{0.00\text{-}0.06}O_{12.00}]F_{0.92\text{-}1.00}(OH)_{0.00\text{-}0.08}$$

Кальсилит:

$$Na_{0.00\text{-}0.01}K_{0.33\text{-}0.50}Mg_{0.00\text{-}0.04}Fe^{2+}_{0.00\text{-}0.07}Al_{0.49\text{-}0.95}Si_{1.15\text{-}1.50}O_{4.00}$$

Титанит:

$$Ca_{0.96\text{-}0.99}Na_{0.00\text{-}0.04}Fe_{0.00\text{-}0.03}Ti_{0.97\text{-}0.99}Si_{1.00\text{-}1.01}Al_{0.00\text{-}0.02}O_{5.00}$$

Титанит и кальсилит выполняют интерстиции между зернами апатита и натролита, а в центральной части жилы находится аморфный гидроксилапатит. Важно отметить, что кальсилит представляет собой, весьма вероятно, привнесенные ксенолиты и расположен главным образом в центральной части жил. Жилы обычно состоят из двух фаз: первая состоит из закономерных срастаний небольших по размеру кристаллов группы апатита (фторкафит) и титанита; вторая – представлена аморфным гидроксилапатитом, который выполняет обширные участки (рис. 4).

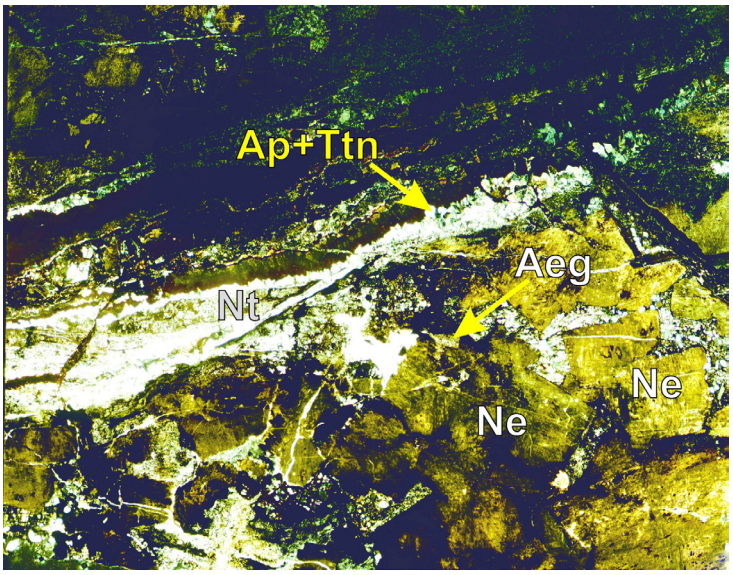


Рис. 3. Зональное строение натролитовой жилы (шлиф Rm 4-1). Краевые части жилы выполнены натролитом, далее к центру жилы выполнена закономерными срастаниями гидроксилапатита с титанитом, центральная часть жилы выполнена аморфным гидроксилапатитом. Обозначения: Ap – гидроксилапатит, Ttn – титанит, Nt – натролит, Ne – нефелин, Aeg – эгирин.

Fig. 3. Zonal structure of the natrolite vein (Rm 4-1 section). The marginal parts of the vein are completed of natrolite, further to the center (intermediate part of the vein) is filled in by regular accretions of hydroxylapatite with titanite; the central part of the vein is made of amorphous hydroxylapaite. Designations: Ap – hydroxylapatite, Ttn – titanite, Nt – natrolite, Ne – nepheline, Aeg – aegirine.

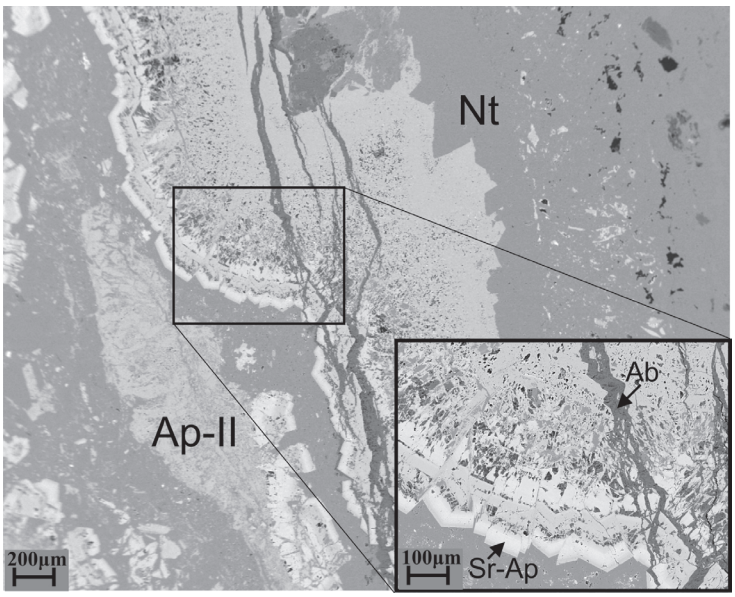


Рис. 4. BSE изображение строения центральной части натролитовой жилы. Обозначения: Sr-Ap – фторкафит, Ap-II – гидроксилапатит, Nt – натролит, Ab – альбит.

Fig. 4. BSE image of the central part structure of the natrolite vein. Designations: Sr-Ap – fluorcaphite, Ap-II – hydroxylapatite, Nt – natrolite, Ab – albite.

Заключение

Исследования минералогического и химического составов показали полихронность тел выполнения (жил, внутренних частей разломов, брекчий) и их гетерогенность. В жилах и цементе брекчий обнаружены минералы, не характерные для дресвяно-гидрослюдистых кор выветривания.

Весьма вероятно, что начало формирования разломных зон связано не с неотектоникой (Афанасьев, 1980; Дудкин, 2002), а с завершающими стадиями становления Хибинского массива (позднеили/и ранняя постмагматическая стадии). Об этом свидетельствуют высокотемпературные и «глубинные» парагенезы тел выполнения (гидроксилапатит и титанит) и ксенолиты (кальсилит). В то же время в разломных зонах весьма широко развиты процессы «окисления» - выветривания (шпреуштейнизация, образование смектитов, гидрослюд и др. глинистых минералов и т.п.). Поэтому эволюция разломных зон, вероятно, подразумевает пространственное совмещение нескольких разновременных процессов, включая поздне- или/и раннюю постмагматическую тектонику и гидротермальную проработку, мезозойский этап корообразования и, наверно, современный гипергенез.

Благодарности

Авторы благодарят за всестороннюю поддержку и помощь в проведении исследований П.А. Корчака, А.А. Стрешнева и П.Л. Глазунова (АО Апатит), а также Меньшикова П.Ю. и Сергеева Ю.И. (АО СЗФК).

Исследования выполнены в рамках темы НИР № 0226-2019-0053.

Литература

1. Афанасьев А.П. История формирования кор выветривания и гипергенных полезных ископаемых на Кольском полуострове в мезо-кайнозое // Геология и полезные ископаемые мезо-кайнозойских образований Кольского полуострова. Апатиты. Изд-во: КФ АН СССР. 1980 б. С. 5–36.
2. Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. 2-е изд., испр. и доп. М. Изд-во: Недра. 1967. 144 с.
3. Дорфман М.Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртитах горы Юкспор Хибинского массива. М.-Л. Изд-во: АН СССР. 1962. С. 168.
4. Дудкин О.Б. Фанерозойские коры выветривания в щелочных массивах Кольского региона // Мурманский вестник. Т. 5. № 1. 2002. С. 3–8.
5. Костылёва-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н., Шлюкова З.В., Дорфман М.Д., Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Икорский С.В. Минералогия Хибинского массива. Т. 1. Ред. Чухрова Ф.В. М. Изд-во: Наука. 1978. 230 с.
6. Мультимедийный справочник по минерально-сырьевым ресурсам и горнопромышленному комплексу Мурманской области: Цифровой информационный ресурс. Ред. Ф.П. Митрофанова, А.В. Лебедева / Отв. руководитель Д.В. Жиров / Отв. исп.: В.Ю. Калачев, С.А. Климов, Н.О. Сорохтин / Соисп.: Комитет природных ресурсов по Мурманской области, С.В. Жабин, Н.И. Бичук, В.А. Чапин, В.Г. Зайцев / Сост.: Б.В. Афанасьев, Б.В. Гавриленко, В.И. Пожиленко и др. Апатиты. Изд-во: ГИ КНЦ РАН. 2001. Ч. 1: Геология и минерально-сырьевые ресурсы - 460 мб. Ч. 2: Горнопромышленный комплекс – 680 мб.
7. Онохин Ф.М. Особенности структуры Хибинского массива и апатитонефелиновых месторождений. Л. Изд-во: Наука. 1975. 106 с.
8. Титов В.Н. Структурные особенности апатитовых месторождений Хибинского массива // Труды ГИГХС. 1986. 87 с. (Рукопись депонир. В ОНИТЭХИМ г. Черкассы. № 1396-хп87).
9. Zhirov Dmitry, Klimov Sergey, Zhirova Anzhela, Panteleyev Alexey. 3D Modeling for Identification and Analysis of Geodynamic Hazards in the Rasvumchorr Mine – Central Open Pit Natural-Technical System (Khibiny) / Conference Proceedings The 16th International Multidisciplinary Scientific GeoConference & EXPO (SGEM-2016), Albena (Bulgaria) 30 June -06 July 2016. Albena (Bulgaria), 2016. Book 1: Science and Technologies in Geology, Exploration And Mining. V. 3. :Hydrogeology, Engineering Geology and Geotechnics. P. 3–14.

Детритовые цирконы как источник информации при реконструкции условий осадконакопления терригенных комплексов Ветреного пояса (Фенноскандинавский щит)

Межеловская С.В. [1], Межеловский А.Д. [1], Смолькин В.Ф. [2]

[1] Российский государственный геологоразведочный университет, Москва, geocon@yandex.ru

[2] Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского, Москва, v.smolkin@sgm.ru

Аннотация. При изучении докембрийских вулканогенно-осадочных структур, в первую очередь внимание уделяется вулканитам, как наиболее информативным в геодинамическом отношении. При этом зачастую в тени остается осадочная компонента, несущая не менее важную информацию в отношении условий формирования структур. В статье представлены впервые выполненные изотопные исследования детритового циркона методами LA-ICP-MS из терригенной толщи палеопротерозойской структуры Ветреный пояс. На основе полученных данных установлен возраст и особенности осадконакопления пород кожозерской свиты, расположенных в центральной части разреза структуры. Преобладает популяция детритового циркона с возрастом 2736–2880 млн. лет. Его источниками, предположительно, были гранитоиды Сумозерско-Кенозерской структуры.

Ключевые слова: Фенноскандинавский щит, палеопротерозой, Восточная Карелия, Ветреный пояс, детритовый циркон, локальный изотопный U– Th–Pb анализ.

Detrital zircons as a source of information for reconstructing the sedimentation conditions of terrigenous formations of the Vetreny Belt (Fennoscandinavian Shield)

Mezhelovskaya S.V. [1], Mezhelovskiy A.D. [1], Smolkin V.F. [2]

[1] Russian State Geological Prospecting University, Moscow, geocon@yandex.ru

[2] Vernadsky State Geological Museum of Russian Academy of Sciences, Moscow, v.smolkin@sgm.ru

Abstract. During the study of Precambrian volcanogenic-sedimentary structures, first of all, attention is paid to the volcanic rocks, as the most important in the geodynamic aspect. At the same time, the sedimentary component, which carries no less important information about the conditions of formation of the structures, is often left in the shade. The article presents the first studies of detrital zircon from the terrigenous formation of the Paleoproterozoic Vetreny Belt structure isotopic using LA-ICP-MS methods. Based on the results of these studies, the age and sedimentation features of the rocks of the Kozhozerskaya Formation located in the central part of the section of the structure were determined. The detrital zircon population dated at 2736–2880 Ma is most abundant. Presumably its sources were granitoids of the Sumozersko-Kenozerskaya structure.

Key words: Fennoscandian Shield, Paleoproterozoic, Eastern Karelia, Vetreny Belt, detrital zircon, in situ U–Th–Pb isotope analysis.

Введение

Ветреный пояс расположен в юго-восточной части Фенноскандинавского щита и простирается с северо-запада на юго-восток примерно на 250 км, при ширине выходов от 15 до 85 км. Он представляет собой осадочно-вулканогенную структуру, ограниченную на северо-востоке региональным надвигом с Беломорским коллизионным орогеном. На юго-западе Ветреный пояс надвинут на палеоархейское серогнейсовое основание и мезоархейские зеленокаменные пояса Карельской гранит-зеленокаменной области. Максимальная мощность осадочно-вулканогенного комплекса достигает 7-8 км. Породы комплекса метаморфизованы преимущественно в условиях зеленосланцевой фации; локально в зоне разрывных нарушений – эпидот-амфиболитовой.

В разрезе Ветреного пояса, по данным (Куликов и др., 2011), выделяются следующие свиты (снизу вверх): терригенно-осадочная токшинская, сложенная кварцитами и кварцевыми гравелитами; киричская, представленная андезибазальтами, андезитами и их туфами; калгачинская – конгломераты; кожозерская – кварциты, плагиопорфировые базальты, известняки, доломиты, мергели;

виленгская - песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. Завершает разрез свита ветреного пояса, сложенная вулканитами коматиитовой серии (преимущественно коматиитовыми базальтами) и туфами основного состава.

Литологическая характеристика кожозерской свиты

В качестве объекта исследования авторами были выбраны породы кожозерской свиты, которые наиболее хорошо обнажены по берегам оз. Кожозеро, в северо-западном направлении от оз. Ундозеро через оз. Кожозеро, южнее Пневских озер, г. Шапочки до нижнего течения р. Левушки. Общая ширина выявленной полосы ее развития составляет до 3 км при протяженности более 200 км (Геология шунгитоносных.., 1982). Разрез свиты имеет неоднородное строение, снизу вверх выделяются: биотитсодержащие ритмичнослоистые среднезернистые метапесчаники; зеленые хлоритовые сланцы по туффитам; переслаивание мраморизованных карбонатных и доломитовых сланцев; потоки порфировых метаплагиобазальтов превращенных в амфиболиты, местами миндалекаменных и карбонатизированных; мелко- среднезернистые кварцево-слюдистые кварцитопесчаники с обломками гранитоидов, местами смятые в мелкие складки. Общая мощность кожозерской свиты оценивается в 400-600 м.

Аркозовая составляющая, изученная авторами на мысе Плитный (рис. 1), представлена розово-серыми, крупно- и среднезернистыми рассланцованными кварцитами.

Породы обладают гранобластовой, иногда порфиробластовой структурой. Кроме зерен кварца различного размера наблюдаются крупные выделения калиевого полевого шпата (ортоклаза) и таблитчатые кристаллы плагиоклазов кислого состава довольно хорошей сохранности. В роли цемента выступают минералы группы эпидота и слюд (рис. 2).



Рис. 1. Аркозовые метапесчаники мыса Плитный.
Fig. 1. Arcose metasandstones of the Cape Plitny.

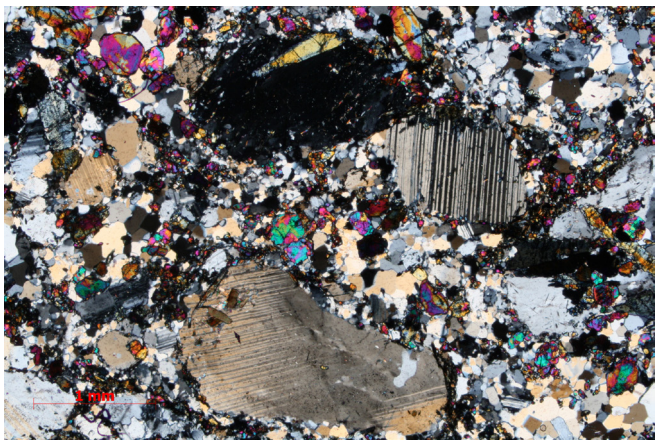


Рис. 2. Микрофотография аркозовых метапесчаников кожозерской свиты.
Fig. 2. Microphotograph of arkosic metasandstones of the Kozhozerskaya Formation.

Иногда встречаются мелкие обломки микроклина с характерной микроклиновой решеткой. Сортировка отсутствует. Петрогеохимически породы отвечают повышеннощелочным силицитам - содержания SiO_2 до 75, натровый модуль (НМ) – 0.29, индексы ICV – 1.4; CIA – 47 и CIW – 53 указывают на слабоизмененные низкозрелые метапесчаники. На диаграмме Юдовича Я.Э., основанной на фемичности и щелочности, породы попадают в поле метааркозов.

Методика исследования

Проба (К-07-08-4) весом 5 кг была отобрана из естественного обнажения коренных пород на мысе Плитный (оз. Кожозеро) из нижней (терригенной) части разреза кожозерской свиты.

Выделение монофракций циркона осуществлялось по стандартным методикам с использованием концентрационного стола, магнитной сепарации и тяжелых жидкостей в Геологическом ин-

ституте РАН. Зерна циркона были имплантированы в эпоксидную смолу, сошлифованы и приполированы на половину своей толщины. Предварительный просмотр зерен циркона проводился при помощи бинокуляра. Для определения U–Th–Pb возраста и содержаний элементов-примесей в цирконе использовался метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) по методике, описанной (Смолькин и др., 2020). Для визуализации полученных данных построены гистограммы и кривые плотности вероятности возрастов (Ludwig, 2003).

Результаты U-Pb датирования

Методом LA-ICP-MS продатировано 69 зерен, в том числе для 53 зерен получены конкордантные значения. Основная часть зерен детритового циркона имеет $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст в интервале 2736-2880 млн. лет с пиками на PD графике 2769 и 2795 млн. лет (рис. 3). Содержания U в этом кластере варьируется от 47 до 315, Th – 36-280, отношения Th/U – 0.1-1.6.

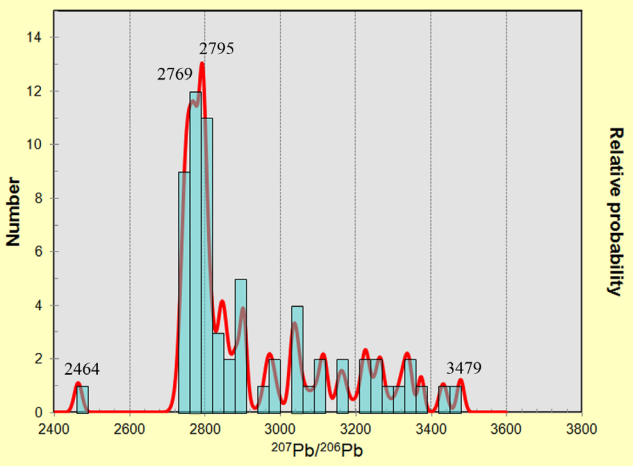


Рис. 3. График распределения $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраста зерен детритового циркона из терригенных пород кожозерской свиты.

Fig. 3. Distribution plot of $^{207}Pb/^{206}Pb$ age of detrital zircons from terrigenous rocks of the Kozhozerskaya Formation.

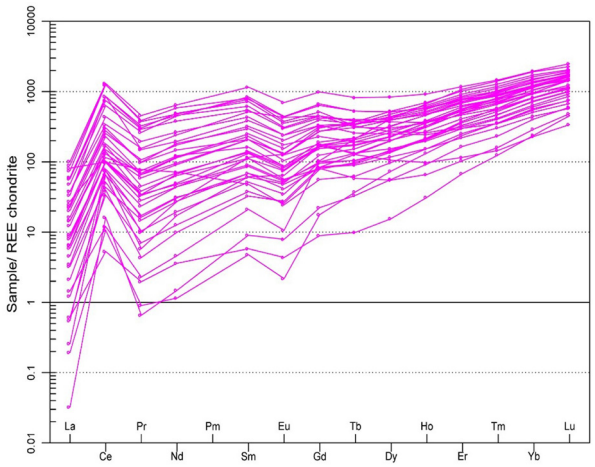


Рис. 4. Содержания элементов-примесей в зернах детритового циркона, нормализованных по хондриту CI (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 4. Element-impurity concentrations in detrital zircon grains normalized by CI chondrite (McDonough, Sun, 1995).

В подчиненном количестве встречаются зерна с возрастами 2950-3100 млн. лет с более высокими содержаниями U – 158-455, Th – 104-382 (Th/U – 0.5-1.1) и 3220-3380 млн. лет (U – 187-649, Th – 196-759, Th/U – 0.7-1.6). Самые древние зерна циркона имеют возраст 3479 и 3493 млн. лет и характеризуются максимальными содержаниями U – 951 и 481, Th – 998 и 405 соответственно (Th/U = 1.1 и 0.8). Самое молодое зерно циркона имеет возраст 2464 млн. лет (U – 182, Th – 114 ppm; Th/U = 0.6).

Во всех продатированных зернах циркона были измерены содержания редких земель, суммарные значения которых увеличивается от молодых к древним. На графике распределения РЗЭ (рис. 4), нормированных к хондриту, отчетливо проявлено обогащение HREE по отношению к LREE, положительная Ce и отрицательная Eu аномалии. Основываясь на этом можно предположить, что большая часть зерен циркона является магматической; меньшая, с выположенным спектром, метаморфическая.

Выводы

Полученные результаты изотопного и геохимического изучения зерен детритового циркона позволяют предположить, что в качестве источника обломочного материала для формирования терригенных пород кожозерской свиты были гранитоиды Сумозерско-Кенозерской структуры. Для более древних зерен циркона – до 3380 млн. лет – вероятным источником являются ТТГ-гнейсы Водлозерского блока, которые находятся на небольшом удалении от Ветреного пояса.

Исследования были поддержаны Грантом РФФИ (17-05-00592 А).

Литература

1. Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии (под ред. В.А. Соколова). Петрозаводск. Изд-во: Карелия. 1982. 208 с.
2. Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В. Ветреный пояс: тектоно- и петротип палеопротерозоя Юго-Восточной Фенноскандии // Геология Карелии от архея до наших дней. Материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50-летию Института геологии КарНЦ РАН. Петрозаводск. 2011. С. 91–103.
3. Смолькин В.Ф., Межеловская С.В., Межеловский А.Д. Источники обломочного материала терригенных толщ палеобассейнов неоархейского и палеопротерозойского возраста Восточной части Фенноскандинавского щита по данным изотопного анализа детритового циркона (SIMS, LA-ICP-MS) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 6. С. 3–36. https://doi.org/10.31857/S0869592X20060095.
4. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex 3.0, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. BGC Special Publication № 1. 2003. 2455 Ridge Road. Berkeley CA 94709, USA.
5. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995 V. 120. P. 223–253. https://doi.org/ 10.1016/0009-2541(94)00140-4.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 296–300

Kolarctic CBC
EU FINLAND NORWAY RUSSIA SWEDEN

Особенности минерального состава складированных отходов обогащения апатитсодержащих руд

Митрофанова Г.В., Черноусенко Е.В., Артемьев А.В., Веселова Е.Г.
Горный институт КНЦ РАН, Апатиты, sashaartemev2009@yandex.ru

Аннотация. В результате увеличения объема перерабатываемых апатит-нефелиновых руд происходит накопление значительного количества складированных отходов производства. Такие техногенные месторождения представляют интерес как потенциальный объект для вовлечения в переработку. В настоящей работе изучены две пробы отходов обогащения апатит-нефелиновых руд, складированные в хвостохранилища в различные временные периоды. Выполненными минералогическими и химическими анализами показано, что нефелин в пробах находится в видоизмененном состоянии. Зерна нефелина в одной пробе частично замещены гидрослюдами, в образцах из другого хвостохранилища установлены признаки более глубокого видоизменения: по поверхности зерен наблюдаются цеолиты и глинистые минералы. Часть зерен эгирина и титанита также имеют примазки глинистых минералов. Методом сорбции красителя (голубой метиленовый) наглядно подтверждено наличие примазок или пленок тонкодисперсных глинистых частиц (в основном иллита) на поверхности зерен минералов, что создает предпосылки к усложнению получения кондиционных концентратов из такого сырья. Выявлено, что после измельчения, продиктованного необходимостью раскрытия сростков, на поверхности апатита не наблюдается налётов и примазок вторичных минералов, что определило возможность выделения его в апатитовый концентрат с содержанием ~39 % P_2O_5.

Ключевые слова: отходы переработки апатит-нефелиновых руд Кольского полуострова, минералого-технологические особенности техногенного сырья, вторичные минералы, апатит, нефелин.

Specialities of mineral composition of stockpiled apatite ore processing waste

Mitrofanova G.V., Chernousenko E.V., Artemiev A.V., Veselova E.G.
Mining Institute Kola Science Centre RAS, Apatity, sashaartemev2009@yandex.ru

Abstract. The increase in the volume of processed apatite-nepheline ores results in accumulating a considerable quantity of stockpiled production wastes. Such secondary deposits are of interest as a potential object to be involved into processing. The work given has studied two samples of apatite-nepheline ore processing waste stockpiled in the tailings in different time periods. Mineralogical and chemical analyses have shown a modified state of nepheline in the samples. The nepheline grains in one sample are partially replaced by hydromica. The samples from another tailings dump have signs of deeper modification: zeolites and clay minerals are observed on the grains' surface. Some grains of aegirine and titanite also have admixtures of clay minerals. The colorant sorption (blue methylene) method has clearly confirmed the presence of admixtures or films of finely dispersed clay particles (mainly illite) on the surface of mineral grains, which can complicate producing of conditioned concentrates from such raw materials. It has been revealed that after grinding substantiated by the necessity of aggregate liberation, the surface of apatite does not contain films and admixtures of secondary minerals. This fact has determined the potential to recover it into apatite concentrate with ~39 % P_2O_5 content.

Key words: the Kola Peninsula apatite-nepheline ore processing wastes, mineralogical and technological features of secondary raw materials, secondary minerals, apatite, nepheline.

Мурманская область обладает большими запасами полезных ископаемых и развитым горнопромышленным комплексом. Однако, с ростом количества перерабатываемого сырья, увеличивается объем складированных отходов обогащения. Минеральный и химический анализы этих отходов, показывают значительное содержание в них полезных компонентов доступных для извлечения, зачастую сравнимое с содержанием их в бедных рудах, что позволяет рассматривать подобные техногенные месторождения как перспективный объект для вовлечения в переработку (Аксенов и др.,

2010). Апатитсодержащие руды, как источник фосфора для производства минеральных удобрений, являются сегодня одним из востребованных видов сырья (Трубецкой, 2010). В работе изучены особенности минерального состава отходов обогащения апатит–нефелиновых руд Хибинских месторождений, складированных в хвостохранилища в разные временные периоды.

Таблица 1. Распределение основных компонентов по классам крупности.

Table 1. Distribution of principal components by size class.

Класс крупности, мм	Выход, %	Содержание, %					Распределение, %				
		P_2O_5	TiO_2	$Fe_{общ.}$	Al_2O_3 общ.	Al_2O_3 к.р.	P_2O_5	TiO_2	Fe общ.	Al_2O_3 общ.	Al_2O_3 к.р.
Проба ПХ-1											
+ 0.315	2.5	2.0	0.40	2.64	26.80	21.84	3.9	0.3	1.0	3.1	2.9
-0.315 + 0.2	17.6	1.43	0.46	2.49	27.11	23.36	19.6	2.7	6.7	21.4	21.3
-0.2 + 0.16	20.4	1.30	1.04	3.15	25.68	22.59	21.0	7.3	10.0	23.9	24.3
-0.16 + 0.1	26.1	1.25	2.48	4.72	22.95	19.73	25.8	22.4	19.1	27.3	27.1
-0.1 + 0.07	21.1	1.14	5.15	8.65	17.10	14.85	19.0	37.6	28.4	16.4	16.5
-0.07 + 0.05	7.0	0.90	7.28	19.2	13.41	11.74	5.0	17.7	20.9	4.3	4.3
-0.05	5.6	1.28	6.22	15.9	14.28	12.39	5.7	12.0	13.9	3.6	3.6
Итого	**100.0**	**1.26**	**2.89**	**6.43**	**21.93**	**18.99**	**100**	**100**	**100**	**100**	**100**
Проба ПХ-2-150											
+0.63	2.5	6.04	1.63	4.19	21.09	17.12	3.5	1.2	1.7	2.8	2.8
-0.63 + 0.4	11.8	6.81	1.63	3.56	20.56	17.09	18.8	5.5	6.6	12.8	13.1
-0.4 + 0.315	13.8	6.69	1.74	3.56	20.06	17.43	21.6	6.9	7.8	14.6	15.6
-0.315 + 0.2	29.5	4.90	2.54	5.08	20.65	17.08	33.9	21.4	23.6	32.1	32.8
-0.2 + 0.16	15.4	3.06	4.33	6.89	18.68	14.85	11.0	19.1	16.7	15.1	14.9
-0.16 + 0.1	12.0	1.99	5.75	9.47	16.21	12.68	5.6	19.7	17.9	10.2	9.9
-0.1 + 0.07	7.3	1.49	6.77	10.84	15.44	11.33	2.5	14.1	12.5	5.9	5.4
-0.07 + 0.05	3.9	1.21	6.37	10.91	15.72	10.74	1.1	7.1	6.7	3.2	2.7
-0.05	3.8	2.13	4.63	10.75	16.26	11.52	2.0	5.0	6.4	3.3	2.8
Итого	**100**	**4.27**	**3.50**	**6.34**	**18.99**	**15.38**	**100**	**100**	**100**	**100**	**100**
Проба ПХ-2-180											
+0.63	1.0	3.45	1.59	3.93	19.25	18.32	1.2	0.4	0.6	1.0	1.0
-0.63 + 0.4	10.8	3.83	1.02	2.78	24.63	20.36	13.8	2.8	4.8	13.2	12.5
-0.4 + 0.315	14.9	4.24	1.31	2.85	23.71	20.62	21.2	5.0	6.7	17.5	17.5
-0.315 + 0.2	30.7	3.80	2.27	3.66	22.10	19.48	39.1	17.9	17.8	33.7	34.1
-0.2 + 0.16	15.0	2.47	4.88	6.66	18.66	16.87	12.4	18.8	15.8	13.9	14.4
-0.16 + 0.1	12.2	1.55	7.12	10.2	15.77	13.59	6.3	22.3	19.6	9.6	9.5
-0.1 + 0.07	7.7	1.13	8.83	13.84	14.04	12.22	2.9	17.4	16.9	5.4	5.4
-0.07 + 0.05	4.1	1.02	8.60	14.0	14.64	12.46	1.4	9.0	9.2	2.9	2.9
-0.05	3.6	1.42	6.81	15.0	15.63	13.33	1.7	6.4	8.6	2.8	2.7
Итого	**100.0**	**2.98**	**3.90**	**6.31**	**20.14**	**17.56**	**100**	**100**	**100**	**100**	**100**

Объектами исследования стали отходы обогащения апатит-нефелиновой руды, складированные в двух хвостохранилищах. Одно из них – законсервированное хвостохранилище, которое было сформировано во время работы АНОФ-1, когда в переработку вовлекались богатые руды с содержанием 19-22 % P_2O_5. Характеристика усредненной пробы отходов (ПХ-1), представлена в таблице 1. Второй объект – действующее хвостохранилище АНОФ-2, куда складируются отходы обогащения апатит-нефелиновых руд, начиная с 1970-х годов. Пробы были отобраны по периметру на пляжах

дамбы с верхнего и нижнего горизонтов залегания: 150 м (ПХ-2-150) и 180 м (ПХ-2-180). По гранулометрическому составу пробы складированных отходов действующего хвостохранилища оказались более грубозернистыми по сравнению с пробой ПХ-1. Доля класса + 0.315 в пробах ПХ-2 составила 26.7-28.1 %, что на порядок выше по сравнению с 2.5 % для пробы ПХ-1 (табл. 1).

Анализ распределения основных компонентов по классам крупности показал, что для всех исследуемых проб в классах + 0.16 мм характерно более высокое содержание P_2O_5. Приблизительно в этом же диапазоне крупности концентрируется и основная доля Al_2O_3, составляющая около 80 %.

Минералогический анализ проб исследовали комбинированным способом с применением фазового, оптико-геометрического, иммерсионного и других методов исследования вещества. Проведенный минералогический анализ исследуемых проб показал (табл. 2), что пробы ПХ-2 более богаты апатитом по сравнению с пробой ПХ-1, причем большее количество апатита находится в нижних горизонтах действующего хвостохранилища.

Таблица 2. Минеральный состав проб ПХ-1, ПХ-2-150 и ПХ-2-180.

Table 2. Mineral composition of samples TS-1, TS -2-150 and TS -2-180.

Минералы	Содержание, %		
	ПХ-2-150	ПХ-2-180	ПХ-1
Апатит	10.5	7.2	3.0
Нефелин*	48.5	54.2	56.5
Полевой шпат	12.8	7.6	9.0
Гидрослюды	1.5	1.3	0.5
Пироксены**	18.0	18.3	19.0
Титанит	3.0	4.5	5.7
Титаномагнетит	3.7	4.2	2.7
Прочие***	2.0	2.7	3.6
Итого:	100.0	100.0	100.0

Примечание: * – Совместно с нефелином учтена незначительная примесь фельдшпатоидных минералов содалита и канкринита; ** – цифра содержаний включает в себя небольшую примесь амфиболов; *** – в число «прочих» входит цеолиты, ильменит, лампрофиллит, лепидомелан, гидроксиды железа, перовскит; встречались эвдиалит, хлорит, сульфиды, циркон.

Общий вид проб ПХ-1 и ПХ-2 представлен на рисунке 1 (a, b, c).

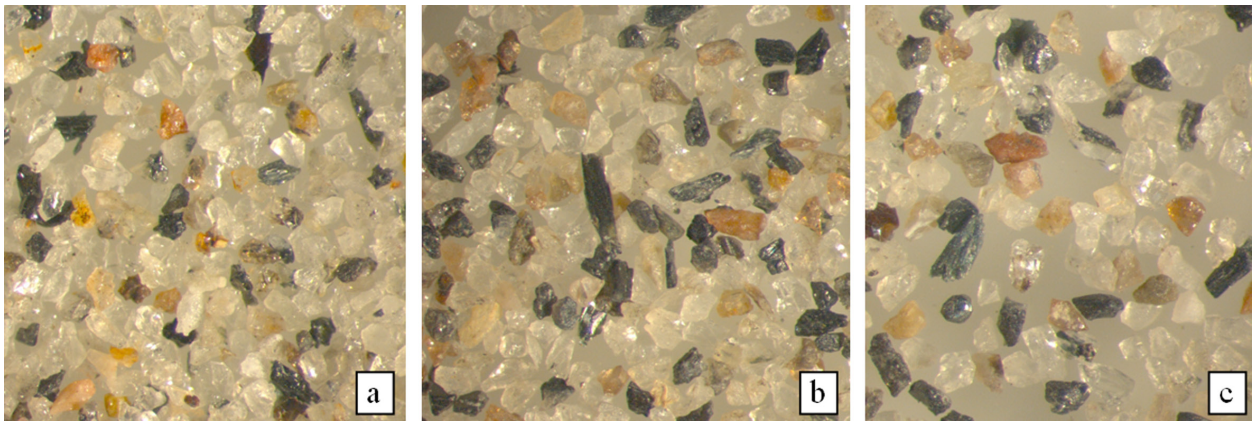


Рис. 1. Общий вид проб складированных отходов переработки апатит-нефелиновой руды класс -0.2+0.16: a) ПХ-1; b) ПХ-2-150; c) ПХ-2-180.

Fig. 1. General view of samples of stockpiled apatite-nepheline processing waste, class -0.2+0.16: a) TS-1; b) TS-2-150; c) TS-2-180.

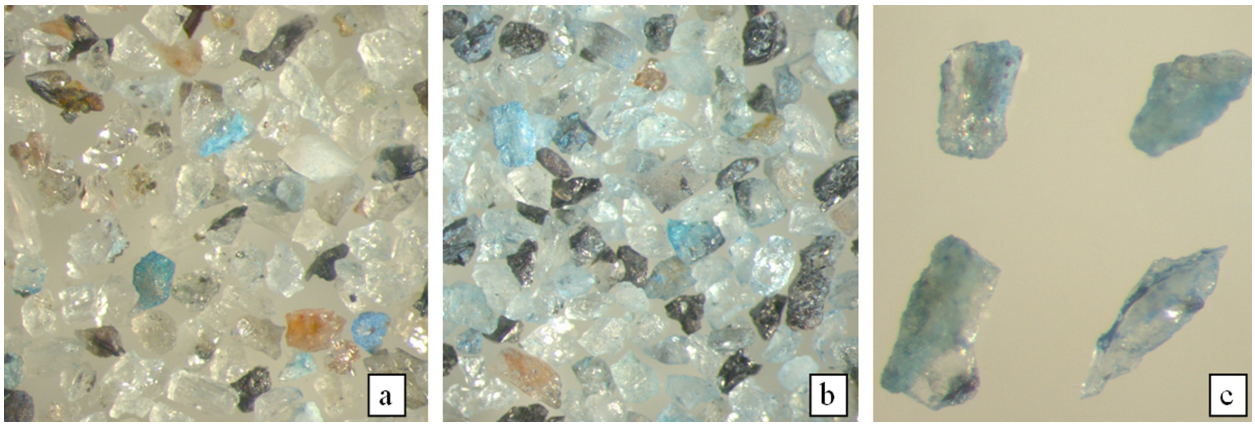


Рис. 2. Общий вид проб складированных отходов переработки апатит-нефелиновой руды после окрашивания метиленовым голубым, класс -0.315+0.2: a) ПХ-1; b) ПХ-2-180; c) отдельные зерна нефелина из пробы ПХ-2-180.

Fig. 2. General view of samples of stockpiled apatite-nepheline ore processing waste after staining with methylene blue, class -0.315+0.2: a) TS-1; b) TS-2-180; c) individual nepheline grains from TS-2-180 sample.

Оценка раскрытия сростков апатита показала, что апатит находится на 50 % в свободном виде для проб ПХ-1 и ПХ-2-150 и на 60 % для пробы ПХ-2-180. Сростки представлены разнообразными, часто полиминеральными срастаниями с эгирином, нефелином, гидрослюдой и титанитом. Свободный апатит в пробах ПХ-2 присутствует в виде типичных коротко- или длиннопризматических зерен с характерным сильным блеском и раковистым изломом. Встречаются единичные зерна апатита с примазками гидроксидов железа, которые обычно присутствуют и в исходной руде. В пробе ПХ-1 количество апатита значительно меньше, зерна оскольчатые, угловатые, их форма ближе к изометрической. Доля раскрытого нефелина и титанита в пробах ПХ-2 - 75-80 %, в пробе ПХ-1 она увеличивается до 85-90 %. Зерна нефелина в пробе ПХ-1 частично замещены гидрослюдами, 15-20 % зерен имеют охристую и буроватую окраску (рис. 1 a). Для проб ПХ-2-150 и ПХ-2-180 характерно не только наличие зерен нефелина охристого цвета, но и примазки глинистых минералов (рис. 1 b, c).

Для оценки видоизменения нефелина и степени покрытия апатита высокодисперсными глинистыми минералами использовали способ сорбции красителя метиленового голубого. Окрашивание образцов проб по существующей методике (Ижак, 1967) показало, что основная масса апатита в пробе ПХ-1 не окрасилась, а, значит, имеет чистую поверхность без пленок, свободную от глинистых минералов. В пробах ПХ-2 зерна апатита приобрели голубой оттенок. Нефелин в пробе ПХ-1 в основном сохранил свой цвет, в том числе и зерна с частичным замещением нефелина гидрослюдами. Это говорит об отсутствии на них признаков более глубокого видоизменения в цеолиты и глинистые минералы. Имеющиеся в пробе зерна цеолитов и глинистых минералов окрасились в ярко синий цвет (рис. 2 a). Зерна эгирина и титанита в пробе ПХ-1 без видимых изменений, с чистой поверхностью. В пробах ПХ-2-150 и ПХ-2-180 значительная часть зерен нефелина, полевого шпата и темноцветных минералов оказались в большей или меньшей степени окрашенными в голубой цвет, что говорит о наличии на них примазок или пленок глинистых минералов (рис. 2 b, c).

Установленные минералогические особенности проб складированных отходов будут определять их технологические свойства. Невысокая степень раскрытия апатита в пробах определила необходимость предварительного доизмельчения проб. В измельченных пробах содержание класса + 0.16 мм составило 15-20 %, и 34-40 % класса -0.071 мм. Измельчение руды до указанной крупности позволило очистить поверхность минералов от примазок глинистых минералов. В измельченных пробах ПХ- 2 после окрашивания зерна апатита не изменили свой цвет, зерна нефелина, эгирина и титанита также очистились от примазок глинистых минералов, за исключением единичных зерен (рис. 3 a).

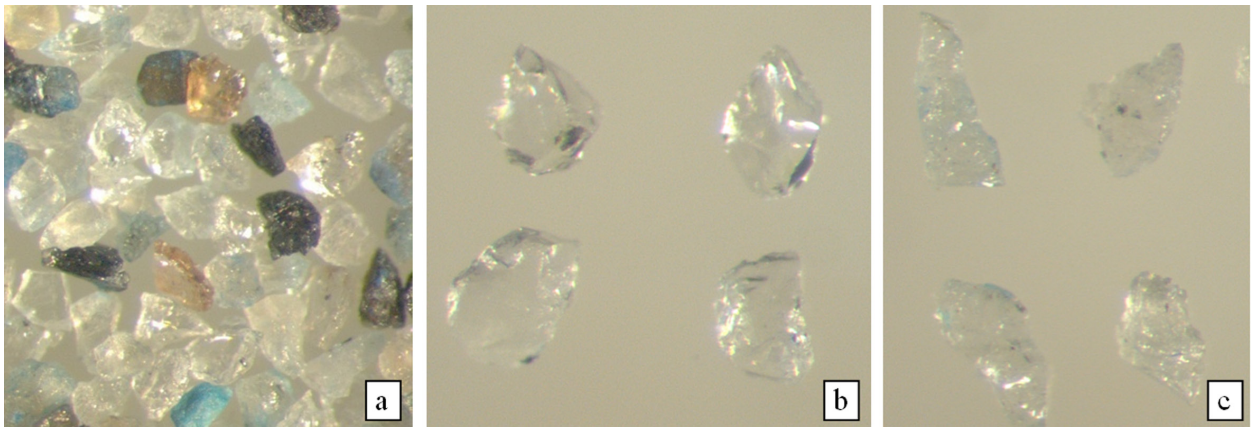


Рис. 3. Вид окрашенной измельченной пробы ПХ-2-180, класс -0,315+0,2 (a), зерен апатита (b) и нефелина (c), отобранных из окрашенной измельченной пробы ПХ-2-180.

Fig. 3. View of TS-2-180 stained grinded sample, class -0.315+0.2 (a); apatite grains (b) and nepheline grains (c) taken from TS-2-180 stained grinded sample.

Проведенные флотационные лабораторные исследования показали, что выделение апатита из проб ПХ-2-150 и ПХ-2-180 с применением традиционного реагентного режима не вызвало каких-либо трудностей. Удалось получить также, хоть и с применением более селективных реагентов, кондиционные нефелиновые и титанитовые концентраты, но только после доводки магнитной сепарацией.

Выводы

Изучены пробы отходов переработки апатит-нефелиновых руд, складированных в различные временные периоды. Методом сорбции красителя метиленового голубого показано наличие примазок или пленок тонкодисперсных глинистых частиц на поверхности зерен апатита одного из хвостохранилищ. Измельчение материала до флотационной крупности позволило очистить поверхность апатита, что определило возможность получения апатитового концентрата с содержанием 39 % P_2O_5. Зерна нефелина в пробе ПХ-1 частично замещены гидрослюдами, в пробах ПХ-2 присутствуют признаки более глубокого видоизменения минералов, по поверхности нефелина, титанита, эгирина наблюдаются распространение цеолитов, глинистых минералов. При измельчении поверхность зерен минералов обновляется и в основном очищается от имеющихся примазок вторичных минералов. Присутствие минералов, вторично измененных по нефелину, в большей степени оказывает влияние на цикл нефелиновой флотации. Применение наиболее эффективных реагентных режимов в операции нефелиновой флотации и доводка черновых концентратов магнитной сепарацией позволяют получить из отходов переработки апатит-нефелиновых руд также и кондиционные нефелиновые и титанитовые концентраты.

Работа выполнена в рамках проекта KO1030 по Программе Kolarctic CBC «Исследование экологических, экономических и социальных воздействий на окружающую среду». «Эта публикация была подготовлена при содействии Европейского Союза. Исключительную ответственность за содержание этой публикации несут авторы: Г.В. Митрофанова, Е.В. Черноусенко, А.В. Артемьев, Е.Г Веселова. Публикация никоим образом не отражает взгляды Европейского Союза».

Литература

1. Аксенов Е.М., Садыков Р.К., Алискеров В.А., Киперман Ю.А., Комаров М.А. Техногенные месторождения - проблемы и перспективы вовлечения в хозяйственный оборот // Разведка и охрана недр. 2010. № 2. С. 17–20.
2. Ижак Е.Я., Алейников Н.А. Минералогическая и химическая характеристики окисленных апатито-нефелиновых руд // Обогащение апатитовых, вермикулитовых и перовскитовых руд. Л. Изд-во: Наука. 1967. С. 16–23.
3. Трубецкой К.Н. Основные направления и пути решения проблем ресурсосбережения при комплексном освоении недр // Маркшейдерия и недропользование. 2010. № 3. С. 22–29.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 301–304

Автоматизация метода реконструкции неотектонических напряжений Л.А. Сим с применением алгоритмов компьютерного зрения

Молчанов А.Б., Гордеев Н.А.
ИФЗ РАН, Москва, alexeybm2009@gmail.com; gord@ifz.ru

Аннотация. Ежегодно возрастает необходимость в качественном, быстром и надёжном определении напряженного состояния самых разных геологических объектов. Причина этому – возрастающая потребность в ископаемых ресурсах и заселении все новых участков земли.

На протяжении нескольких лет ведется активная разработка программного пакета Stress-analysis, в который входит ряд креативных решений, написанных на Python и Fortran для анализа напряженного состояния геологических структур разного масштаба.

В представленной работе обсуждается качество работы программного обеспечения SimSGM (Гордеев и др., 2019). В этом приложении автоматизирован структурно-геоморфологический метод реконструкции неотектонических напряжений Сим Л.А. (Сим, 1991), основанный на дешифрировании так называемых мегатрещин (прямолинейных элементов рельефа), по их характерному расположению в области разрыва или ослабленной зоны детально устанавливается напряженное состояние и кинематика разрывов или ослабленных зон.

Сопоставление результатов ручного и компьютерного методов показало высокую степень доверия, так как при независимом их использовании получились схожие реконструкции (свыше 85 %).

Ключевые слова: SimSGM, Python, структурно-геоморфологический метод, неотектоника.

Application of computer vision algorithms in tectonophysics

Molchanov A.B., Gordeev N.A.
IPE RAS, Moscow, alexeybm2009@gmail.com; gord@ifz.ru

Abstract. The need for high-quality, fast and reliable determination of the stress state of various geological objects is growing every year. The reason for this is the growing need for fossil resources and the settlement of more and more land plots.

For several years, the Stress-analysis software package has been actively developed, which includes a number of creative solutions written in Python and Fortran for analyzing the stress state of geological structures at various scales.

The presented work discusses the advantages of the SimSGM software (Gordeev et al., 2019). This application automates the structural-geomorphological of L.A. Sim neotectonic stresses reconstruction method. (Sim, 1991), which is based on the interpretation of the so-called megafracks (rectilinear relief elements), the stress state and kinematics of ruptures or weakened zones are established in detail by their characteristic location in the area of a rupture or weakened zone.

The results comparison of manual and computer methods showed a high degree of confidence, since their independent use resulted in similar reconstructions (over 85 %).

Key words: SimSGM, Python, structural-geomorphological method, neotectonics.

Введение

В настоящее время происходит активное развитие алгоритмов компьютерного зрения, а область их применения с каждым днём становится всё шире. К текущему моменту известно множество алгоритмов, используемых для анализа изображений с целью поиска на них особенностей определённого рода. Наиболее популярен ряд алгоритмов, основанных на искусственных нейронных сетях, поскольку такого рода алгоритмы позволяют выделять на изображениях особенности, определяемые нейросетью самостоятельно на основе обучения.

В данной работе будет идти речь о применении технологий компьютерного зрения к спутниковым снимкам и картам высот. При этом основными особенностями будут являться линейные элементы рельефа. Это и некоторые другие обстоятельства позволяют считать применение нейросетевых алгоритмов избыточным в настоящем исследовании, поскольку параллельно развиваются и

классические алгоритмы, направленные на поиск на изображении особенностей, форма которых задаётся напрямую пользователем. Этот класс алгоритмов проще в реализации и, как будет показано в данной работе, демонстрирует уверенно верифицируемые результаты.

Целью применения алгоритмов компьютерного зрения в настоящей работе является получение цифрового представления линейных элементов рельефа, интерпретируемых как трещины, с последующим восстановлением по их конфигурации направления осей тектонических напряжений в областях динамического влияния геологических разломов. Восстановление ориентации тектонических напряжений происходит по методике, разработанной в лаборатории Тектонофизики ИФЗ РАН.

Описание методики

Метод реконструкции сдвиговых тектонических напряжений (Сим, 1991) (структурно-геоморфологический метод) в своей основе имеет анализ закономерности распределения оперяющих разрывов в зоне динамического влияния сдвиговых разрывов и ослабленных зон. Впервые такие закономерности обобщил М.В. Гзовский (1975). Основным рабочим материалом в методе являются данные дешифрирования линеаментов, которые в исследовании имеют свое собственное название – мегатрещины, так как являются косвенным признаком тектонической активности разрывов и ослабленных зон. Если взаиморасположение мегатрещин соответствует одному из вариантов парагенезиса оперяющих трещин в зоне сдвига (рис. 1), то исследователю удается определить направление сдвига и ориентировки горизонтальных осей сжатия и растяжения с осложняющими обстановками транспрессии или транстенсии в локальной точке, т.е. определить кинематику и локальное стресс-состояние. Возраст реконструируемых напряжений считается новейшим или современным по причине выраженности мегатрещин в новейших и четвертичных образованиях.

В приложении SimSGM все алгоритмы написаны на языке программирования Python. Программа работает на ОС Windows с разрядностью 64 бит. В работе программы выделяется три основных этапа:

- Загрузка цифровой модели рельефа, космо-снимка;
- Дешифрирование линеаментов;
- Анализ напряженного состояния с классификацией по М.В. Гзовскому (1975) (рис. 1).

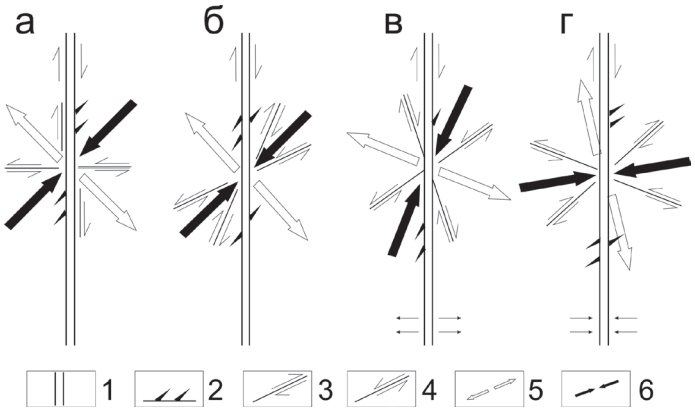


Рис. 1. Парагенезис оперяющих трещин в зоне сдвига (Гзовский, 1975), или «палетка Гзовского». Варианты напряженного состояния при углах скалывания: близких к 45° (а), < 45 ° (б); обстановки дополнительного растяжения (в) и сжатия (г) – показаны в нижней части разломов стрелками, нормальными к плоскости разлома. 1 – разлом; 2 – трещина отрыва; 3, 4 – сколы с правой (3) и левой (4) сдвиговой кинематикой; 5, 6 – ориентация осей растяжения (5) и сжатия (6) в горизонтальной плоскости.

Fig. 1. Paragenesis of feathering cracks in the shear zone (Gzovsky, 1975), or «Gzovsky's palette». Variants of the stress state at shear angles: close to 45 ° (a), < 45 ° (b); settings of additional extension (c) and compression (d) are shown in the lower part of the faults by arrows normal to the fault plane. 1 – fault; 2 – tear-off crack; 3, 4 – chips from the right (3) and left (4) shear kinematics; 5, 6 – orientation of the axes of extension (5) and compression (6) in the horizontal plane.

На усмотрение пользователя есть возможность полуавтоматического или полностью автоматического анализа. В первом случае пользователь проводит разрыв и отмечает мегатрещины, во втором оператору нужно провести разрыв/ослабленную зону (оставляя остальное для алгоритмов компьютерного зрения).

Из удобных элементов программы для полуавтоматического способа анализа – реализована возможность подгрузки полностью готовой схемы разрывов с прилегающими к ним мегатрещинам в формате SVG. На этапе классификации все происходит в режиме реального времени. Вдоль разрыва отображается скользящее масштабируемое окно, в области которого анализируются все попадающие в него мегатрещины.

Для работы в автоматическом режиме необходимо загрузить карты высот или спутниковый снимок. Разрыв в этом случае проводится по методу «активного контура» (Kass, 1988), реализованного в библиотеке Sci-kit Image. Между указанными началом и концом разрыва создаётся сплайн, стремящийся к затемненным участкам карты высот или карты когерентности.

В автоматическом режиме применяются методы компьютерного зрения к бинаризованному изображению загруженных данных. Карты высот преобразуются в «скелетное» изображение главных понижений, проявленных в эрозионной сети и других резких перепадах высот (Гордеев и др., 2019). Спутниковые карты преобразуются в карты когерентности, т.е. снимок переводится в оттенки серого, где обратная интенсивность обозначает неоднородность изображения. Далее так же производится скелетизация. На финальном этапе следует анализ с классификацией по М.В. Гзовскому (1975) (рис. 1).

Классификация проводится по цепи условий, по которым проходит проверка каждого отдельного угла между разрывом и мегатрещиной с учётом степени кривизны выбранной мегатрещины (Гордеев и др., 2019).

Выводы

Верификация проводилась на территории Лено-Оленекского междуречья с контрастным рельефом, где есть области малоамплитудного рельефа дельты р. Лены, высокоамплитудного север-

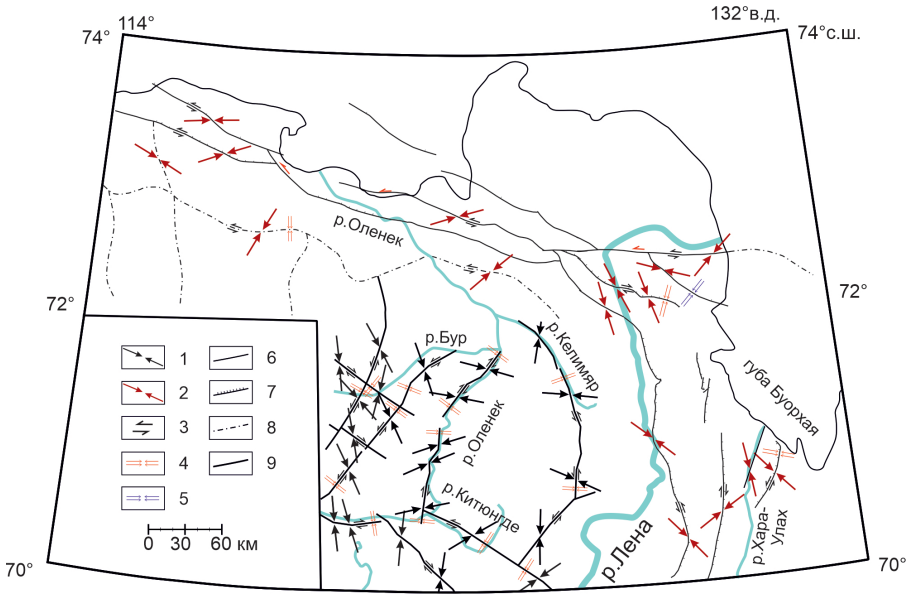


Рис. 2. Результаты обработки ручным методом реконструкции сдвиговых тектонических напряжений. 1–результаты реконструкций ручным методом (Гордеев, 2019); 2 – результаты реконструкций ручным методом (новые); 3 – направления сдвигов; 4 – условия транспрессии; 5 – условия транстенсии; 6 – разлом второго ранга; 7 – разлом (надвиг); 8 – погребенный разлом; 9 – разлом первого ранга.

Fig. 2. Results of processing by manual method of shear tectonic stresses reconstruction. 1 – results of manual reconstructions (Gordeev, 2019); 2 – results of manual reconstructions (new); 3 – direction of shifts; 4 – conditions of transpression; 5 – conditions of transtension; 6 – fault of the second rank; 7 – fault (thrust); 8 – buried fault; 9 – first rank fault.

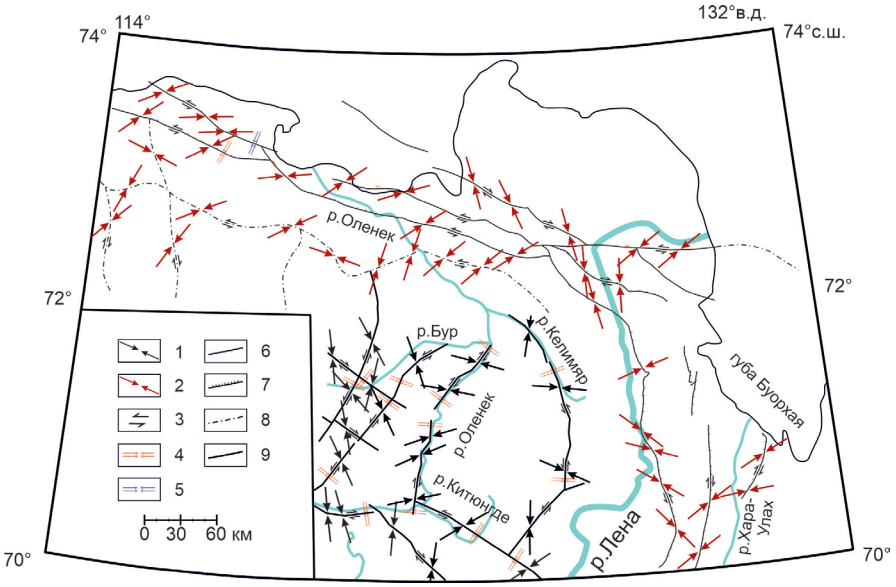


Рис. 3. Результаты обработки программой SimSGM. 1 – результаты реконструкций ручным методом (Гордеев, 2019); 2–результаты реконструкций программой (новые); 3 – направления сдвигов; 4 – условия транспрессии; 5 – условия транстенсии; 6 – разлом второго ранга; 7 – разлом (надвиг); 8 – погребенный разлом; 9 – разлом первого ранга.

Fig. 3. Results of processing by the SimSGM program. 1 – results of manual reconstructions (Gordeev, 2019); 2 – results of reconstruction by the program (new); 3 – direction of shifts; 4 – conditions of transpression; 5 – conditions of transtension; 6 – fault of the second rank; 7 – fault (thrust); 8 – buried fault; 9 – first rank fault.

ного окончания Верхоянского хребта и Кряжа Чекановского, общие данные по контрасту рельефа от первых метров до свыше 1000 м.

Реконструированные локальные стресс состояния без применения SimSGM (рис. 2) на 85 % совпадают с обработкой программой (рис. 3). Подобный результат говорит о том, что применяемые методы компьютерного зрения обеспечивают уверенный анализ как на слаборасчлененных территориях, так и на контрастном рельефе, а статистическая обработка программой позволяет анализировать куда больший объем данных по мегатрещинам, чем это может себе позволить человек. Высокое совпадение результатов ручного и компьютерного анализа позволяет сделать вывод, что применение методов компьютерного зрения оправдано по отношению к неотектонической интерпретации новейшей тектоники методом реконструкции сдвиговых неотектонических напряжений Сим Л.А. (1991).

Литература

1. Гордеев Н.А., Молчанов А.Б. Автоматизация структурно-геоморфологического метода реконструкции сдвиговых неотектонических напряжений Л.А. Сим // Геоинформатика. 2019. № 2. С. 25–33.
2. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М. Изд-во: Наука. 1975. 375 с.
3. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991. № 10. С. 3–22.
4. Kass M., et.al. Snakes:Active contour models // International Journal of Computer Vision 1 (4): 321 (1988).

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 305–309

Стратегические металлы руд и россыпей интрузий ультрабазитов Сихотэ-Алиня (Приморье)

Молчанов В.П.[1], Андросов Д.В.[1], Молчанова Н.Н.[2]
[1] Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, vpmol@mail.ru
[2] ООО «Гидрометаллург», Владивосток, 631135@mail.ru

Аннотация. Выявлены особенности минералогии и геохимии золото-ильменитовых и золото-антимонитовых руд, связанных с Ариадненской интрузией ультрабазитов. Изучен состав основных промышленных минералов, определен комплекс попутных высокотехнологичных металлов. Полученные данные подтверждают участие этих коренных источников в формировании россыпей. Проявления титановой минерализации были поставщиками ильменита, платины, медистого и ртутистого золота, а также попутных стратегических металлов. Другим источником питания россыпей были антимонит-кварцевые жилы.

Ключевые слова: золото-ильменитовые руды, антимонит-кварцевые жилы, титаносные россыпи, ультрабазиты, Сихотэ-Алинь.

Strategic metals of ores and placers of ultrabasite intrusions of Sikhote-Alin (Primorye)

Molchanov V.P. [1], Androsov D.V. [1], Molchanova N.N. [2]
[1] Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of the RAS, Vladivostok, vpmol@mail.ru
[2] Limited Liability Company «Hydrometallurg», Vladivostok, Russia, 631135@mail.ru

Abstract. The features of mineralogy and geochemistry of gold-ilmenite and gold-antimonite ores associated with the Ariadne intrusion of ultrabasites are revealed. The composition of the main industrial minerals was studied, and the complex of associated high-tech metals was determined. The data obtained confirm the participation of these indigenous sources in the formation of placers. Manifestations of titanium mineralization were suppliers of ilmenite, platinum, copper and mercury gold, as well as strategic metals. Another source of power for the placers was antimonite-quartz veins.

Key words: gold-ilmenite ores, antimonite-quartz veins, titanium placers ultrabasites, Sikhote-Alin.

Введение

Национальная безопасность любого развитого современного государства в значительной мере определяется состоянием минерально-сырьевой базы стратегически важных металлов для высокотехнологичных отраслей промышленности. Так, золото не только обеспечивает финансовую безопасность государства, но и востребовано во многих отраслях народного хозяйства. В последние годы и другие металлы приобрели критическую важность для многих промышленных отраслей. Перейдя из категории экзотических металлов в стратегические ресурсы, они оказались крайне востребованными технологиями будущего (Critical…, 2014). Более 90 % титанового сырья используется для производства белого пигмента в лакокрасочной и целлюлозно-бумажной промышленности, в производстве пластмасс, синтетического волокна, резины. Возрастает его роль в производстве катализаторов; перспективно использование нанодиоксида титана с его уникальными фотокаталитическими свойствами в солнечных батареях вместо кремниевых полупроводников. Оставшаяся часть титанового сырья идет на получение титановой губки, трансформируемой в компактный, исключительно стойкий к коррозии, легкий, высокопрочный, биосовместимый конструкционный материал, широко используемый в авиации и космонавтике, судостроении, изготовлении морских буровых платформ, спортивного инвентаря, в медицине. Уместно отметить, что редкоземельные элементы (РЗЭ) играют ключевую роль практически во всех высокотехнологичных отраслях промышленности, являясь обычно незначительными по процентному содержанию, но весьма важными функциональными компонентами инновационных материалов и изделий, влияющими на современную конъюнктуру глобального рынка. Расширяющиеся сферы и нарастающие темпы потре-

бления индивидуальных РЗЭ, их соединений и сплавов, требуют вовлечения в переработку любых сырьевых источников и промышленного производства всей номенклатуры редкоземельной продукции. Среди других металлов можно выделить ниобий, незаменимый в жаропрочных, жаростойких и нержавеющих сталях. Ферониобий в низко- и микролегированных углеродистых сталях обеспечивает высокую коррозионную стойкость, повышенную пластичность, свариваемость, прочность, увеличивает пропускную способность и снижает расходы при эксплуатации нефте-, газопроводных и обсадных труб, продлевает срок службы конструкций тяжелого, сельскохозяйственного, автомобильного машиностроения, судостроения и т.д. Легирование ниобием молибдена, титана, циркония, алюминия и меди резко улучшает свойства этих металлов, а также их сплавов. Сплавы ниобия с титаном и цирконием наиболее часто применяют для изготовления промышленных сверхпроводящих соленоидов. Металлический ниобий и его сплавы используется в основном в авиации, космической технике, радиотехнике, электронике, атомной энергетике. Многие из этих высокотехнологичных металлов (титан, цирконий, металлы платиновой группы, ниобий, тантал, гафний, ванадий, кобальт, сурьма и т.д.) присутствуют в рудах и россыпях юга Дальнего Востока, пространственно и генетически тяготеющих к интрузиям ультрабазитов Сихотэ-Алиньского орогенного пояса. К настоящему времени созрела острая необходимость их вовлечение в промышленный оборот. Решение данной проблемы должно основываться, прежде всего, на изучении минеральных форм концентрирования и особенностей распределения высокотехнологичных металлов, что и определило направленность наших исследований.

Методы исследований

Для решения поставленных задач потребовалось выполнить комплекс минералого-геохимических и технологических исследований. В пределах изученных рудо-россыпепроявлений было отобраны пробы каменного материала, которые и послужили предметами исследований. Минералогические исследования осуществлялись с применением электронно-зондового микроанализатора Jeol Superprobe JXA 8100 с системой INCA Energy 350 Oxford Instruments и электронного сканирующего микроскопа EVO-500XVP с системой INCA Energy 350 Oxford Instruments. Анализ микроэлементного состава проб был выполнен на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) Agilent 7500c (AgilentTechnologies, Япония), оборудованном распылителем Бабингтона, охлаждаемой распылительной камерой Скотта и заземленной горелкой Фассела. Использовались никелевые конусы самплера и скиммера. Определение петрогенных элементов проводилось на атомно-эмиссионном с индуктивно связанной плазмой спектрометре iCAP 6500 Duo (ИСП-АЭС) (ThermoScientific, США).

Технологические исследования были выполнены по традиционной для обогащения ильменитсодержащих песков схеме с предварительным гравитационным обогащением и последующей электромагнитной сепарацией. При этом использовались серийные концентрационные столы и электромагнитные сепараторы мокрого типа.

Объект и результаты исследований

В формировании титановых россыпей первостепенная россыпеобразующая роль принадлежит месторождениям плутоногенного происхождения, в числе которых важнейшее место занимают:

– на щитах и платформах — оруденение в анортозитовых и габбро-анортозитовых массивах, представленное рудами апатит-ильменитового состава, иногда с примесью титаномагнетита;

– в орогенных поясах: а) ильменит-магнетитовое и ильменит-титаномагнетитовое оруденение в массивах габбро-диорит-диабазовой формации; б) ильменит-титаномагнетитовое оруденение в дифференцированных габбро-норитовых массивах.

В этом ряду особое место занимают золото-ильменитовые руды и россыпи Ариадненского металлогенического пояса, связанного с базит-ультрабазитовыми плутонами, интрудирующими Самаркинский террейн юрской аккреционной призмы Сихотэ-Алинского орогенного пояса (Ханчук и др…, 2020). Этот новый для орогенных поясов тип рудоносных интрузий сформировался в обстановке раннемелового трансформного скольжения литосферных плит после прекращения юрской

субдукции. Для базит-ультрабазитовых интрузий Ариадненского пояса характерна пластовая форма тел и субсогласное залегание с вмещающими отложениями. Поэтому, при крутонаклоненном залегании массивы в плане имеют вид сильно удлиненных в северо-восточном направлении (согласно простиранию слоев вмещающих пород) тел длиной от сотен метров до 10-15 км при ширине или мощности от 10 м до 1 км. При пологом залегании интрузивные массивы имеют близко изометричную линзовидную форму. Наряду с согласными довольно обычны и резко секущие дискордантные тела. Большинство интрузий двухфазные: первая фаза – пироксениты, дуниты, перидотиты; вторая фаза – габбро, диориты, сиениты. Металлоносные образования представлены, главным образом, пластообразными зонами (мощностью в несколько десятков и длиной в первые сотни метров) вкрапленных и массивных золото-ильменитовых руд (часто с вкраплениями минералов платиновой группы) в габбро и пироксенитах. Титан-магнетитовые и апатитовые руды редки.

Главными объектами исследований послужили руды и россыпи, связанные с Ариадненским массивом ультрабазитов, расположенном в среднем течении р. Малиновка (площадь водосбора р. Уссури, притока р. Амур). Это один из крупнейших массивов ультраосновных пород Сихотэ-Алиня. Его южная часть сложена перидотитами и оливиновыми пироксенитами, к северу преобладают ильменитовые и роговообманковые габбро, переходящие в диориты, монцодиориты и сиениты. Отличительной чертой ариадненских ультрабазитов является присутствие первичной (магматической) благороднометальной минерализации. Так, в диоритах содержания золота достигают 1.6 г/т. Высокопробные частицы золота (Au от 90.17 до 92.43 и Ag от 7.5 до 9.83 мас. %) отмечены в ассоциации с силикатами, а низкопробные (Au от 76.52 до 80.37 и Ag от 16.91 до 23.43 мас. %) чаще фиксируется в срастаниях с пиритом. В ультрабазитах минералы благородных металлов представлены сперилитом, золотом высокой и низкой пробы с примесью соответственно меди и ртути (до 0.5-0.8 мас. %). Высокопробные зерна (Au – 93.53 и Ag – 6.6 мас. %) встречаются совместно с ильменитом, а низкопробные (Au – 50.59, Ag – 49.7 и Pd – 0.11 мас. %) – с поздними сульфидами.

С ильменитовыми габбро связано Ариадненское проявление ильменитовой минерализации (среднее течение р. Падь Тодохова). Рудные тела представляют собой залежи сложной морфологии северо-восточного простирания протяженностью до 2200 м при ширине до 400 м, и прослеженные по падению до 400 м. Среднее содержание TiO_2 в них составляет 6.16 %, V_2O_5 – 0.086 %, Fe_2O_3 – 13.28 %, Sc – 0.0045 %. С глубиной в руде отмечается увеличение концентрации Cu и Ni, достигающих, соответственно, 0.1 и 0.3 %. Прогнозные ресурсы TiO_2 (категории P_1 +P_2) оцениваются в размере 71 млн. т., V_2O_5 – 944 тыс. т, Cu – 400 тыс. т, Ni – 450 тыс. т., Au – 22.5 т и платиновые металлы – 22.5 т.

По возрастным взаимоотношениям рудных минералов и степени продуктивности в рудах выделяются две минеральные ассоциации. Главный рудный минерал ильменит, определяющий промышленную значимость объекта, пользуется наибольшей распространённостью. Его постоянным минералом – спутником является пентландит, который обычно встречается в виде изометричных либо каплевидных выделений, достигающих поперечники до 1-2 мм. Поздние сульфиды (пирротин, халькопирит, сфалерит) фиксируются гораздо реже.

К востоку от Ариадненского месторождения в верховьях р. Падь Тодохова широко развита сеть северо-восточных разрывных нарушений, контролирующих положение антимонит-кварцевых жил Тодоховского рудопроявления. Большей частью они приурочены к экзоконтакту ультрабазитов с алевролитами ариадненской свиты. По простиранию они прослежены до 4000 м, по падению – до 400 м. Авторами впервые установлена высокая золотоносность антимонит-кварцевых жил. При этом содержание основных полезных компонентов варьируется в следующих пределах: Au до 12.5 г/т, Ag – 500-1820 г/т, Sb – 0.18-23.4 мас. %.

Главный рудный минерал – антимонит на отдельных участках занимает до 50 % жильной массы. Состав этого сульфида ($Sb_{2,11}S_{2,89}$) от стехиометрии отличается небольшим избытком сурьмы. Самородное золото обычно наблюдается в виде мелких зерен (менее 0.25 мм) комковидных очертаний, часто в срастаниях с галенитом. Концентрации Ag в золотинах колеблются от 17.2 до 10.3 мас. %, изредка отмечается небольшая примесь Rb (до 0.9 мас. %). Минералы серебра представлены не-

большими выделениями самородного серебра (иногда с примесью Au до 2.5 мас. %), аргентитом ($Ag_{2.11}S_{0.89}$) и миаргиритом ($Ag_{1.01}Sb_{1.09}S_{1.90}$). Реже встречаются арсенопирит, пирит, марказит.

Ариадненский массив продуцирует ряд крупных титаноносных россыпей. Авторами обнаружено самородные золото и платина в шлихах россыпей р. Тодохова и ее правого притока руч. Потапова (Ханчук и др…, 2020). Протяженность этой аллювиальной россыпи долинного типа составляет соответственно 4.8 км при ширине до 520 м, средней мощности продуктивного пласта 7.4 м и содержанием ильменита до 375.5 кг/м^3. Балансовые запасы TiO_2 категории C_1+ C_2 по состоянию на 01.01.2019 г. составляют 702 тыс. т, а прогнозные ресурсы достигают 500 тыс. т.

В процессе исследований шлиховые пробы прошли обогащение на гравитационной установке. Полученные концентраты посредством электромагнитной сепарации были разделены на магнитную и немагнитную фракции. Вещественный состав гравитационных концентратов характеризуется высоким выходом магнитной фракции (93-95 мас. %) и низким – немагнитной (5-7 мас. %). Основу магнитной фракции составляет ильменит (до 95 %). Изредка фиксируются зерна титаномагнетита. Химический состав магнитной фракции характеризуются высокими концентрациями TiO_2 (39.79 мас. %), Fe_2O_3 (34.47 мас. %), MgO (1.8 мас. %), MnO (0.42 мас. %). Нельзя не отметить повышенные концентрации SiO_2, Al_2O_3, CaO, вероятно, связанных с наличием во фракции сростков ильменита с амфиболами, пироксеном и плагиоклазом. Отличительной особенностью материала магнитной фракции является высокий уровень присутствия следующих элементов (г/т): V – 800, Nb – 210, Nd – 100, Co – 290, Cu – 490 и Zr – 280.

Ильменит, в основном свободный, черного цвета, блеск полуметаллический, отмечается в виде кристаллов и их обломков. Кристаллы толстостолбчатые, уплощенные и изометричные, обломки угловатые и угловато-окатанные размером 0.05-2.0 мм. Грани кристаллов и поверхности обломков нередко неровные, грубоямчатые.

Состав ильменитов, по данным микрозондового анализа, характеризуется довольно значительными вариациями содержания основных компонентов (здесь и далее концентрация элементов в мас. %) Fe – 31.30-35.15; Ti – 31.09-35.15; O – 30.02-32.82. Кроме того, в них фиксируется устойчивая примесь Si (до 1.20); Al (до 0.05); Mg (до 0.49); Ca (до 0.16); V (до 1.10); Mn (до 1.94); Hf (до 1.32). В ямках и на отдельных гранях ильменитов проявляется лейкоксенизация (мас. %): Ti – 30.29; Fe – 6.71; Cr – 0.30; Ca – 1.07; Si – 2.37; Al – 0.61; Mg – 1.33; O – 57.32. Исследования естественных поверхностей ильменитов выявили наличие выделений апатита (P – 11.98; Ca – 0.88; O – 45.79; Al – 1.21; Si – 3.27; Fe – 1.85; Ni – 0.13; La – 8.99; Ce – 19.46; Nd – 6.42 мас. %), а также самородного никеля и интерметаллидов Pb-Sn.

Немагнитная фракция состоит из смеси анортита, кварца, роговой обманки, сфена и циркона. В незначительных количествах присутствуют монацит, рутил и апатит. Из рудных минералов преобладают сульфиды (единичные зерна пирита, арсенопирита, антимонита и галенита). Немагнитный концентрат характеризуется следующим химическим составом (мас. %): SiO_2 – 49.6; CaO – 13.2; Al_2O_3 – 11.0; TiO_2 – 9.4; ZrO_2 – 4.23; P_2O_5 – 4.15; Fe_2O_3 – 3.23; MgO – 1.84; Na_2O – 1.67; K_2O – 1.18; V_2O_5 – 0.096. Микроэлементы концентрата можно подразделить на две группы. Первая из них включает редкие и редкоземельные элементы (г/т): Hf – 830, Ce – 320, Y – 220. Во вторую входят благородные металлы – Au, Ag и Pt, концентрации которых меняются в пределах 05-3.0 г/т. Самородные металлы представлены железистой платиной и серебристой, медистой, ртутистой разновидностями самородного золота. В первую наиболее представительную из них (до 70 % всех изученных образцов) входят средне-и высокопробные разновидности золото – серебряные соединения. Эти золотины характеризуются сравнительно узким диапазоном колебаний проб от 880 до 960 $‰_0$. Сопоставление шлихового и рудного золота, частые находки зерен антимонита, сростков арсенопирита с золотом указывают на участие золото-антимонитовой минерализации в формировании россыпи. Самородное золото ртутистого и медистого состава неоднократно отмечалось в рудо-россыпепроявлениях, тяготеющих к ультрабазитам Урала (Мурзин и др., 1987; Сазонов и др., 2002), Приамурья (Молчанов и др., 2001). В нашем случае в пользу «ультрабазитового» типа корен-

ного источника свидетельствует также и близость макросоставов медь-ртутьсодержащих разновидностей шлихового золота и их аналогов из ультраосновных пород.

Заключение

В Приморье, одном из наиболее старых районов золотодобычи России, с участием авторов выявлены проявления золото-ильменитовой и золото-антимонитовой минерализации, связанные с Ариадненской интрузией ультрабазитов. Выполненные минералого-геохимические исследования дают основания полагать об их активном участии в формировании россыпей. Проявления титановой минерализации были поставщиками ильменита, платины, медистого и ртутистого золота, а также высокотехнологичных металлов. Другим источником питания россыпей были кварц-антимонитовые жилы. Это указывает на то, что рудный потенциал региона далеко не исчерпан, но нужны новые подходы к прогнозу и поискам источников стратегического минерального сырья.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 20-05-00525.

Литература

1. Молчанов В.П., Зимин С.С., Гвоздев В.И. Роль апогипербазитов в формировании платиноидно-золотых россыпей Гарьского узла (Среднее Приамурье) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток. Изд-во: Дальнаука. 2001. Вып. 2. Т. 2. С. 219–232.
2. Мурзин В.В., Малюгин А.А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск. Изд-во: УНЦ. 1987. 96 с.
3. Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Огородников В.Н. Золотое оруденение, сопряженное с альпинотипными ультрабазитами (на примере Урала) // Литосфера. 2002. № 4. С. 63–77.
4. Ханчук А.И., Молчанов В.П., Андросов Д.В. Первые находки самородных золота и платины в ильменитовых россыпях Ариадненской интрузии базит-ультрабазитов (Приморье) // Доклады АН. 2020. Т. 492. № 2. С. 39–43. https://doi.org10.31857/S2686739720060079.
5. Critical metals handbook / edited by Gus Gunn, British Geological Survey. 2014. 455 p.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 310–315

Палеоклиматические и природно-динамические изменения окружающей среды в голоцене на юге Мурманской области: результаты изучения донных осадков озер в районе Лувеньгских тундр

Николаева С.Б. [1], **Лаврова Н.Б.** [2]
[1] *Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, nikolaeva@geoksc.apatity.ru*
[2] *Институт геологии КарНЦ РАН, lavrova@krc.karlia.ru*

Аннотация. Приводятся новые данные палинологического и литолого-стратиграфического изучения донных отложений их двух озерных котловин, расположенных в районе низкогорных массивов Лувеньгских тундр (Кольский полуостров). Изучение осадочных разрезов позволило выделить особенности озерной седиментации, формировавшейся в условиях позднеледниковых и голоценовых тектонических перемещений земной коры, установить основные этапы формирования озер, реконструировать динамику растительности в голоцене.
Ключевые слова: донные осадки, литология, климат, голоцен, Лувеньгские тундры, Мурманская область.

Reconstruction of paleoenvironmental changes in the south of Murmansk region during the Holocene: results of study the lake sediments in the Luvenga mountains area

Nikolaeva S.B. [1], **Lavrova N.B.**[2]
[1] *Geological Institute of Kola Science Center RAS, Apatity, nikolaeva@geoksc.apatity.ru*
[2] *Institute of Geology of Karelian Research Centre RAS, lavrova@krc.karelia.ru*

Abstract. New data of lithostratigraphic and pollen analysis of bottom sediments from two lake basins located in the Luvenga mountains area **(**Kola region) are presented. Based on the study of bottom sediments, the features of sedimentation in lakes, which were formed under the conditions of late glacial and Holocene tectonic movements, were identified. We have established the main stages of lake formation and reconstruction of the Holocene vegetation dynamics.
Key words: lake bottom sediment, lithology, climatic conditions, Holocene, Luvenga mountains, Murmansk region.

Введение

В арктических и субарктических областях уже на протяжении многих лет проводятся палеогеографические исследования, направленные на реконструкцию природных обстановок окружающей среды. Одно из направлений, входящих в такие исследования – изучение стратиграфии донных осадков озер, в которых сохраняется информация о прошлых седиментационных и природно-климатических обстановках. При пополняющемся объеме информации о палеогеографии Кольского региона многие вопросы остаются за пределами внимания исследователей. В их числе и соотношение эволюционных и катастрофических процессов в изменении природных обстановок.

В представленном сообщении приводятся новые данные литолого-стратиграфического и палинологического изучения донных отложений (ДО) озер района низкогорных массивов Лувеньгских тундр, сложенных в основном палеопротерозойскими гранулитами и глиноземистыми гнейсами Лапландского гранулитового пояса. Цель исследований состояла в выявлении особенностей озерной седиментации в условиях новейших тектонических перемещений земной коры в пределах активной блоковой Колвицкой морфоструктуры Кольского региона, и в сочетании с опубликованными ранее палеогеографическими реконструкциями, выделении основных климатических этапов осадконакопления конкретного микрорайона.

Результаты исследований

Характеристика озерных котловин и литология осадков. В районе исследования изучены ДО двух озерных котловин – Уросиха и Рига-Ламбина, расположенных на высотной отметке 136.0 м

над уровнем моря (н.у.м.), площадью 0.25 и 0.21 км^2 соответственно (рис. 1). Эти озера в настоящее время соединяются заболоченной протокой с приразломной котловиной озера Среднее Лувеньгское (водосбор р. Нива). Скальные уступы, ограничивающие приразломную котловину, осложнены сейсмодислокациями, смещающими поверхность ледниковой экзарации на первые десятки метров (Колодяжный и др., 2019). Территория водосборной площади по типу ландшафтов относится к таежной зоне с высотами от 500 до 785 м.

Литология осадков, изученная по скважинам РЛ-1 и УР-2, имеет сходное двучленное строение (рис. 1). При бурении с глубин 4.5 м и 6.5 м от поверхности воды подняты керны, представленные снизу вверх: (I) толщей переслаивающихся тонкозернистых песков с алевритом и прослойками глин с включением зерен гравия (20-70 см), и гиттией (278-308 см) (толща II). Базальная часть толщи II сложена алевритистой бурой гиттией (6-8 см), переходящей в темно-бурую опесчаненную (30-40 см), сменяющуюся сапропелями коричневых оттенков (2.0-2.7 м). В интервале 752-744 см разреза РЛ–1 отобрана проба, показавшая возраст 10460±180 (ЛУ-7573) календарных лет (рис. 2).

Особенностями литологии изученных разрезов являются деформации, часто встречаемые в донных осадках озер, сопряженных с сейсморвами: наклонное залегание слоев, складки и различные признаки возмущения гидродинамической обстановки (Лукашов, 2004). Так в разрезе УР-2, в интервале глубин 965-970 см хорошо виден наклонный слоек глины (∟ 10-12 °), мощностью 1.3 см и изгибы слоев, а выше по разрезу, в интервале глубин 920–910 см, в опесчаненной гиттии обнаруживаются фестончатые узоры, изгибы слоев и признаки ликвефакции (рис. 1). В разрезе РЛ-1 обращают на себя внимание прослои детритового сапропеля (*detritus gyttja*) в толще обычной слоистой гиттии и обилие крупных веточек, длиной до 2-3 см в интервале 750-730 см.

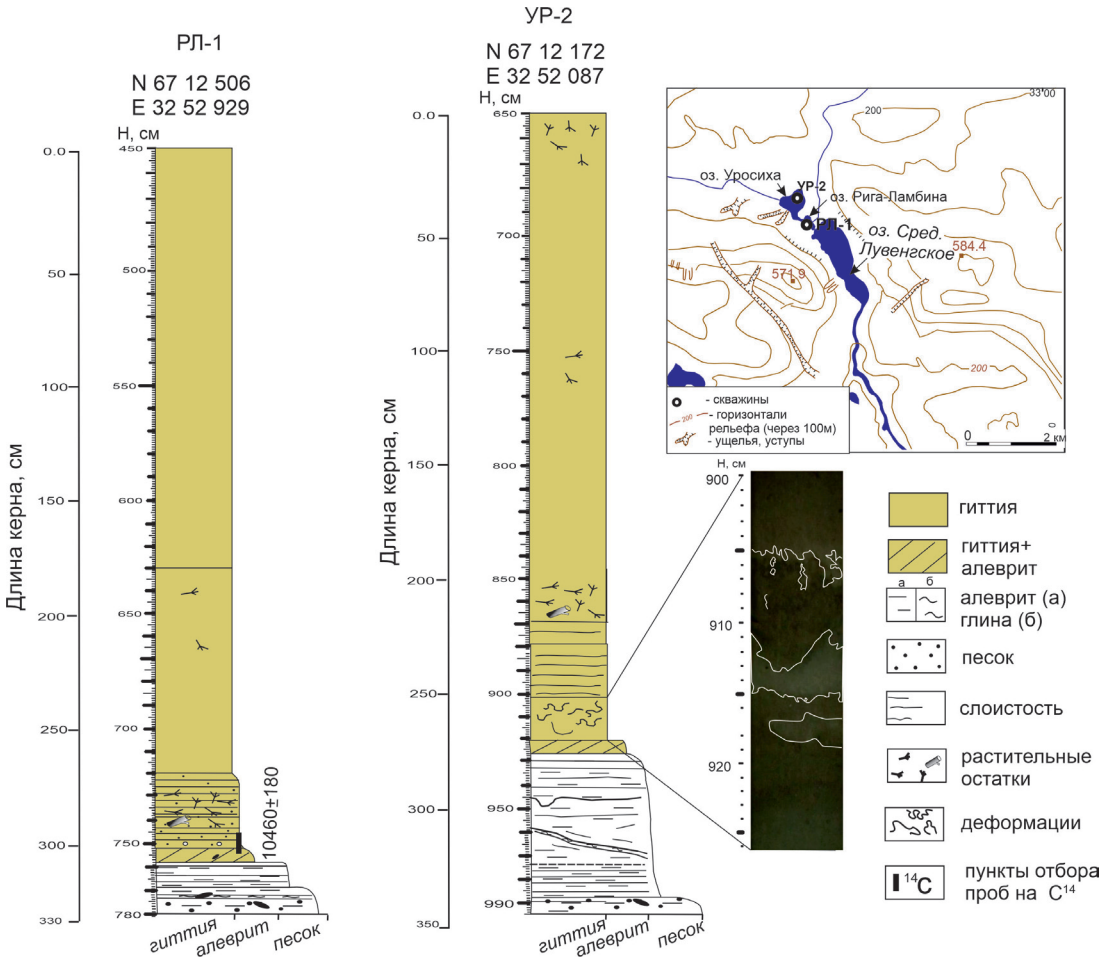


Рис. 1. Литостратиграфия донных осадков и расположение изученных озер.

Fig. 1. Lithostratigraphy of bottom sediments and locations of studied lakes.

Палинологический анализ проведен по разрезу РЛ-1 (рис. 2). В озерных осадках выделено 4 локальных пыльцевых зоны (ПЗ) и две подзоны (табл.).

Таблица. Спорово-пыльцевые зоны разреза донных отложений озера Рига-Ламбина.

Table. Spore-pollen zones of Riga-Lambina bottom sediments.

№ зоны	Глубина, см	Описание
I	770-752	В ПЗ, выделенной в слоистых алевритах с гиттией, зафиксировано самое низкое за все время накопления осадков количество пыльцы древесных пород (45-60 %), среди которых преобладает пыльца *Betula* sect. *Albae.* Отмечена пыльца *Betua nana* (3-5 %), незначительное количество *Salix*. Среди кустарничков и трав доминирует пыльца Ericales и Cyperaceae. В группе споровых первую позицию занимает Bryales. Согласно полученным данным и датировке из выше залегающих отложений (рис. 2) палинозона отнесена к заключительному этапу пребореального периода (PB).
II	752-733	Отличительная особенность ПЗ II, в которой начинает накапливаться опесчаненная гиттия – это увеличение количества пыльцы древесных пород, главным образом, за счет пыльцы *Pinus* (от 8 до 55 %). С этого времени пыльца Pinus доминирует в донных отложениях, так же как и в отложениях оз. Имандра (Lenz et al., 2020). Вклад пыльцы *Betula* sect. *Albae* составляет 30-37 %. Эти изменения в СПС, а также корреляция с ранее опубликованными диаграммами (Елина и др., 2000; Kremenetski et al., 1997), позволяет предположить, что СПС ПЗ были сформированы в бореальный период (BO). Это подтверждается датировкой 9240 ± 150 ^{14}C (ЛУ–7573), полученной из отложений, соответствующих нижней границе палинозоны.
III a	733-665	ПЗ соответствует буровато-коричневой и бурой гиттии. Здесь господствует пыльца древесных, среди которой первое место принадлежит *Pinus* (~60 %). Идентифицированы единичные пыльцевые зерна термофильных древесных пород *(Ulmus, Tilia).* По данным Kremenetski et al. (1997) широкое распространение сосны на Кольском п-ве происходило между 8000-7000 л.н. Учитывая вышесказанное, можно утверждать, что СПС рассматриваемой ПЗ были сформированы в начале атлантического периода (AT1).
III b	665-556	Изменения в СПС этой зоны следующие: увеличение вклада и разнообразия таксонов пыльцы термофильных пород (*Ulmus, Quercus, Tilia, Corylu*s), некоторое снижение доли пыльцы *Pinus* (~ 45-50 %). Данные анализа и корреляция их с опубликованными материалами (Kremenetski et al., 1997; Solovieva, Jones, 2002) позволяют предположить, что СПС субпалинозон III a и III b были сформированы в атлантическое время (AT).
IV a	556-528	Нижней границе субпалинозоны IVa соответствует эмпирическая граница пыльцы *Picea*. Для спектров субпалинозоны характерно исчезновение пыльцы термофильных древесных пород. Отмечено увеличение вклада *Pinus*, снижение *Betula* sect. *Albae* и *Alnus*. Возрастает доля пыльцы *Betula nana, Juniperus, Ericales.* В СПС данной зоны нашло отражение похолодание, имевшие место в начале суббореального периода (SB_1).
IVb	528-477	СПС отличаются появлением единичных пыльцевых зерен термофильных пород (*Ulmus, Tilia, Corylus*). Участие в спектрах пыльцы *Pinus* составляет ~ 43 %, *Betula* sect. *Albae и Picea* – 8-12 % и 3-6 % соответственно. Возрастает доля пыльцы Cyperaceae и Poaceae. Возможно, изменения в спектрах обусловлены потеплением, последовавшим после похолодания в раннем суббореале. Это позволяет предположить, что формирование палиноспектров происходило в суббореале (SB).

Обсуждение результатов и выводы

Литостратиграфический анализ позволил выделить в ДО озер две фациальные разновидности: кластогенную и органогенную, соответствующих фациям I (приледникового озера) и V (современного пресноводного озера) (Колька и др., 2013). Вскрытые в базальных частях разрезов пески и алевриты накапливались в перигляциальных обстановках, в условиях деградирующего на запад ледника. Следует отметить, что опробованные скважины вскрыли толщу кластогенных осадков не на всю мощность, поэтому можно с большой долей уверенности предположить, что ДО озера Рига-Ламбина стали формироваться, начиная с конца позднего дриаса – начала пребореала, когда край ледникового фронта находился или вблизи или уже за пределами горных массивов Кандалакшских

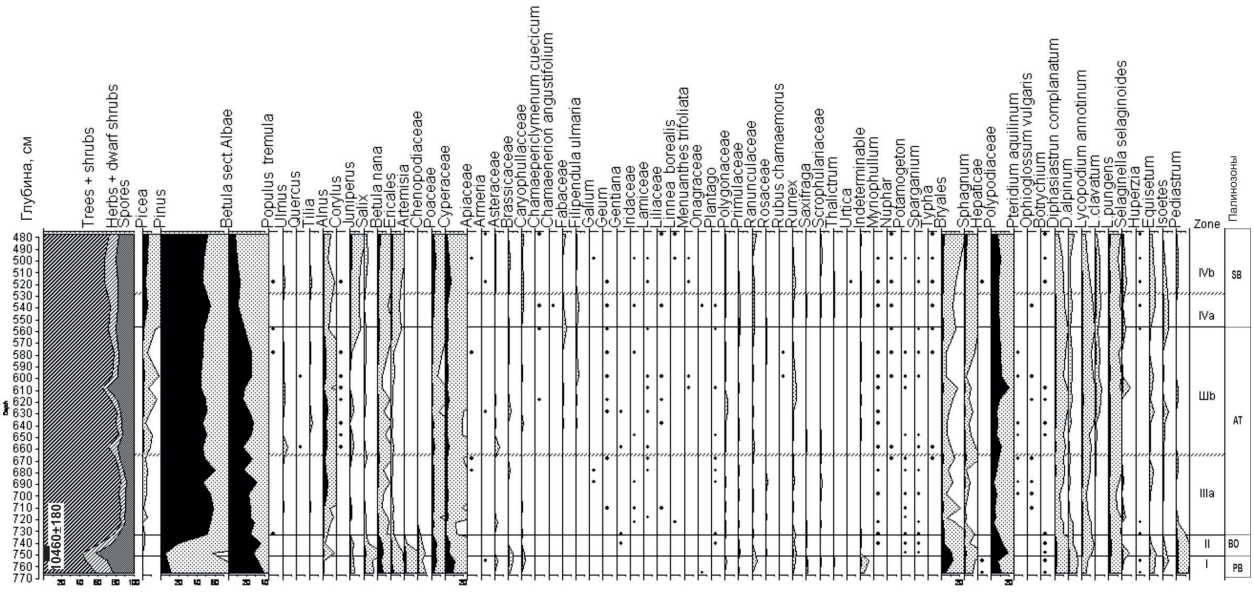


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза донных отложений озера Рига-Ламбина, отражающая изменение климата в районе Лувеньгских тундр.

Fig. 2. Spore-pollen diagram of Riga-Lambina basin, indicated the changes in vegetation during the Holocene in the Luvenga mountains area.

и Лувеньгских тундр. Котловины озер Уросиха, Рига-Ламбина и озера Среднее Лувеньгское в это время представляли собой единый глубокий водоем, сформировавшийся вероятно в ложбине доледникового заложения. Дальнейший седиментогенез осадков происходил уже на протяжении всего голоцена, когда в депрессиях озер стала накапливаться органика.

Реконструкция динамики растительности на изучаемой территории выполнена с пребореала. В первую фазу в пребореальный период, в районе Лувеньгских тундр преобладали березовые редколесья (*B. czerepanovii,* с участием *Betula pubescens*) с кустарничковым ярусом и покровом из зеленых мхов наряду с тундровыми сообществами (кустарничково-зеленомошными и ерниково-зеленомошными). Подобная растительность реконструирована для других регионов Кольского полуострова (Kremenetski et al., 1997; Сапелко и др., 2015). В водоеме накапливался алеврит, сменившийся формированием опесчаненной темно-бурой гиттии с алевритом – переходной зоны к формированию сапропелей. Это может указывать на повышение прироста планктона и бентоса, а также на то, что процессы эрозии в условиях не полностью сомкнутого растительного покрова были еще весьма значимы. Комплекс водорослей *Pediastrum* (*Pediastrum integrum var. integrum, P. duplex var. rugulosum*) свидетельствует о существовании довольно холодного, глубоководного озера (Komarek, Jankovska, 2001). Такие условия лимитировали распространение водной растительности и зарастание водоема.

В бореальный период тундровые кустарничковые сообщества вытесняются березовыми редкостойными лесами. В начале этого периода ~ 10. 5 тыс. л. н. в озере Рига-Ламбина стала накапливаться органика. К концу периода преобладали сосновые леса северотаежного облика. О редкостойности лесов свидетельствует значительное присутствие спор плаунов (*Lycopodium annotinum, L. pungens, Diphasiastrum complanatum, D. alpinum*), пыльцы *Juniperus,* довольно низкая насыщенность осадков пыльцой. В депрессиях рельефа с проточным увлажнением, на берегах водоема, вероятно, произрастали крупнотравные березовые леса. Мелководья озера начали зарастать водными и прибрежно-водными видами. В этот период продолжается накопление слоистой опесчаненной гиттии. В осадках появляется большое количество макро- и микроостатков растений, отмечаются прослои «*detritus gyttja*», состоящие только из дисперсной органики. Эти изменения в литологии осадков могли быть связаны с разными причинами. Одна из них это падение уровня воды в озере вследствие ксерофитизации климата. В результате возникли условия для развития бентоса и план-

ктона, водной и прибрежно-водной растительности, что и способствовало формированию сапропелей. Малая мощность этих осадков, возможно, обусловлена низкой скоростью осадконакопления, когда продуктивность озера была еще невелика, а привнос материала с водосбора озера значительно сократился вследствие сухих климатических условий и в связи с возрастанием сомкнутости растительного покрова, препятствующего эрозии. Другая причина изменения в литологии осадков могла быть связана с одномоментным вбросом растительных остатков с окрестных возвышенностей в результате эрозионного сноса или же с тектоникой (Арманд, Самсонова, 1969; Колодяжный и др., 2019). Вполне вероятно, что с началом накопления органики в озере, то есть ~ 10280-10640 л. н., сопряжено раскрытие Средне-Лувеньского грабена. Это предположение не лишено оснований, поскольку хорошо известно, что в условиях избыточного переувлажнения раскрытие сейсмотектонических рвов всегда сопровождается образованием озер и накоплением в них органики (Лукашов, 2004). Деформации в виде фестончатых рисунков, складок и явлений возмущения озерной гидродинамики в гиттии разреза УР-2 можно интерпретировать как результат осаждения частиц, занесенных во взвеси с мелководья, вызванного сейсмическими волнами, которые затем повторно отложились. Аналогичная интерпретация наблюдаемых явлений приводится и в работах зарубежных исследователей (Ojala et al., 2018).

Атлантический период – время климатического оптимума голоцена (Ilyashuk et al., 2005). На изучаемой территории произрастали березово-сосновые леса с примесью ольхи. Снижение вклада в палиноспектры спор Lycopodiaceae и встречаемости пыльцы *Juniperus* косвенно свидетельствует об увеличении сомкнутости лесов, которые приобретали среднетаежный облик. Мелководья палеоводоема активно зарастали водными и болотными растениями. По нашим представлениям, появление в спектрах пыльцы термофильных пород связано с ветровым заносом и указывает на то, что северная граница этих пород значительно приблизилась к изучаемой территории, что было обусловлено изменением климата в сторону повышение влаго- и теплообеспеченности. Это совпадает и с реконструкциями климата других авторов (Kremenetski et al., 1997; Елина и др., 2000; Сапелко и др., 2015).

В суббореальный период в растительные сообщества началось внедрение ели. Еловые леса с березой, кустарничково-моховые сообщества, предпочитали увлажненные подножия склонов, понижения рельефа. Тем не менее, на протяжении SB и SA периодов основной лесообразующей породой оставалась сосна, образующая сосновые и елово-сосновые, с примесью березы, леса. Увеличение в СПС количества пыльцы можжевельника указывает на то, что лесные сообщества стали более разреженными, вследствие похолодания 4500 л. н. На ЮВ Кольского полуострова пик похолодания пришелся на интервал времени 4500-4100 л. н. (Kremenetski et al., 1997). Леса сохранили облик северотаежных и в субатлантическом периоде.

Сопоставление палинологических данных по отдельным районам региона показало, что спектры одних и тех же временных интервалов имеют как общие, так и специфические особенности, обусловленные положением озер на разных гипсометрических отметках и влиянием локальных фитоценозов.

Выводы

1. В разрезах донных осадков озер района Лувеньгских тундр установлены литологические фации, характеризующие историю развития этого района в позднем плейстоцене и голоцене. Строение и литология ДО свидетельствует о смене условий осадконакопления, связанной с изменениями климата, характера растительности, интенсивности эрозионных процессов на водосборе и палеосейсмическими явлениями.

2. На основании результатов СПА выделено 4 локальных пыльцевых зоны, отражающие смены фаз растительности от пребореала до субатлантического периода голоцена. Установлено, что начало осадконакопления в озерах относится ко времени 10460 ± 180 календарных лет назад. В это время исследуемая территория уже была освобождена от ледника.

3. Сопряженность изученных озерных котловин с приразломной межгорной депрессией, обобщение имеющихся палеосейсмологических и палеогеографических данных, позволили установить время раскрытия Средне-Лувеньгского сейсмограбена, приуроченное к границе пребореала-начала бореала.

Работа выполнена в рамках госзаданий по темам НИР ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0054, ИГ Кар НЦ РАН № АААА-А18-118020690231-1

Литература

1. Арманд А.Д., Самсонова Л.Я. Морские отложения и голоценовая тектоника района Кандалакши // Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л. Изд-во: Наука. 1969. С. 96–111.
2. Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. Позднеледниковье и голоцен Восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография). Петрозаводск. 2000. 242 с.
3. Колодяжный С.Ю., Балуев А.С., Зыков Д.С. Структура и эволюция северо-запада Беломорско-Северодвинской зоны сдвига в позднем протерозое и фанерозое (Восточно-Европейская платформа) // Геотектоника. 2019. № 1. С. 62–86. https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019162-86.
4. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене-голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Известия РАН. Серия географическая. 2013. № 1. С. 73–85. http://dx.doi.org/10.15356/0373-2444-2013-1-73-88.
5. Лукашов А.Д. Геодинамика новейшего времени // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления (ред. Шаров Н.В.). Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН. 2004. С. 150–191.
6. Сапелко Т.В., Колька В.В., Евзеров В.Я. Динамика природной среды и развития озер в позднем плейстоцене и голоцене на южном берегу Кольского полуострова (район пос. Умба) // Труды КарНЦ РАН. Сер. Лимнология. 2015. № 5. С. 60–69. 10.17076/lim55.
7. Ilyashuk E.A., Ilyashuk B.P., Hammarlund D. and Larocque I. Holocene climatic and environmental changes inferred from midge records (Diptera: Chironomidae, Chaoboridae, Ceratopogonidae) at Lake Berkut, southern Kola Peninsula, Russia // The Holocene. 2005. V. 15. P. 897–914.10.1191/0959683605hl865ra.
8. Komarek J., Jankovska V. Rewiew of the green algal genus Pediastrum: implication for pollen analytical research // Bibliotheca phycologica. Band 108. Berlin; Stuttgart; Cramer. 2001. 127 p.
9. Kremenetski C.V., Vaschalova T., Goryachkin S., Cherkinsky A., Sulerzhunski L. Holocene pollen stratigraphy and bog development in the west of the Kola Peninsula, Russia // Boreas. 1997. V. 26. P. 91–102. 10.1111/j.1502-3885.1997.tb00656.x.
10. Lenz M., Savelieva L., Frolova L., Cherezova A., Moros M., Baumer M. M., Gromig R., Kostromina N., Nigmatullin N., Kolka V., Wagner B., Fedorov G. & Melles M.: Lateglacial and Holocene environmental history of the central Kola region, northwestern Russia revealed by a sediment succession from Lake Imandra // Boreas. 2020. V. 50 (1). P. 1–25. https://doi.org/10.1111/bor.12465.
11. Ojala, A.E.K., Mattila, J., Hämäläinena J., Sutinen, R. Lake sediment evidence of paleoseismicity: Timing and spatial occurrence of late- and postglacial earthquakes in Finland // Tectonophysics. 2019. V. 771. P. 1–19. 10.1016/j.tecto.2019.228227.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 316–320

К вопросу о заглублении раскрытых активных разломов в фундаменте Кольского полуострова

Никонов А.А.
Институт физики Земли РАН, Москва, nikonov@ifz.ru

Аннотация. В статье сделана попытка собрать по разным группам признаков сведения об активности тектонических зон и идентифицируемых разломов/расколов в кристаллическом фундаменте на территории Кольского полуострова и частично в ограничивающих его водных бассейнах. Внимание сосредоточено на их верхних частях, где они проявляются в виде расколов-расщелений, полостей, фиксируемых разными современными способами. Речь идет о линейных нарушениях с признаками доледникового возникновения и последующей активизации в течение четвертичного периода, до средневековья. С этого времени теперь стало возможным фиксировать, и даже параметризовать, сейсмотектонические разрывы и сами сильные землетрясения прошлого. Рассматриваются более обеспеченные исходными материалами структурно-динамические новообразования вдоль Мурманского побережья на севере, Беломорского побережья – на юге, в срединной части Кольского полуострова – в Хибинском массиве и в Имандровской впадине. В современном наземном пространстве глубина расщеленных линейных новообразований измеряется первыми десятками метров, а в их подземных частях, в свободном и/или частично заполненном продуктами распада, глубина увеличивается на десятки метров, до 30-50 м, в сумме достигая 100 и более метров. В статье, помимо прояснения собственно геологической и ландшафтной обстановки, намечаются инженерно-геологическая, гидрологическая значимость и возможности выявления и параметризации сильных землетрясений прошлого.

Ключевые слова: Кольский полуостров, Мурманская зона, Хибинский массив, Белое море, ущелье, раскол, глубина расщеления, сейсмотектоника, сейсмодислокаци, сильные землетрясения.

Revealed matters and new approach concerning to deep-rooted open clefts in crystalline basement of the Kola Peninsula region

Nikonov A.A.
Schmidt Institute of the Physic of the Earth, Moscow, nikonov@ifz.ru

Abstract. In the article, an attempt is made to collect information on the activity of tectonic zones and identifiable faults in the crystalline basement on the territory of the Kola Peninsula and partially in the water basins, based on different groups of signs. Attention is focused on the upper parts, where they appear in the form of splits, clefts, crevices, fixed by various modern ways. We are talking about linear disturbances with signs of pre-glacial origin and later activation during the Quaternary period, up to the Middle Ages. Since that time, it has now become possible to record, and even parameterize, seismotectonic ruptures and the strong earthquakes themselves of the past. Structural-dynamic new formations, which are more abundant in initial materials, are considered along the Murmansk coast in the north, the White Sea coast in the south, in the middle part of the Kola Peninsula - in the Khibiny massif and in the Imandrovskaya depression. In modern terrestrial space, the depth of cleft linear neoplasms is measured in the first tens of meters, and in the underground open parts and / or partially filled with decay products, the depth increases by tens of meters, up to 30-50 m, reaching a total of 100 meters or more. In addition to the knowledge of the actual geological and landscape situation, the article outlines the engineering-geological, hydrological significance and outlines the possibilities of identifying and parametrizing strong earthquakes of the past.

Key words: Kola peninsula, Murman zone, Khibiny massif, White sea, ravine, split, deeprooted cleft, seismotectonics, seismodislocation, strong earthquake.

Введение

В многочисленных, разного времени и направленности исследованиях в отношении разломных структур нередко приводились факты и, соответственно, выводы об унаследованности позиции и простирания разломов новейшего и/или четвертичного времени древним, архейским и протерозойским в пределах северной части Фенноскандинавского кристаллического щита, в том числе в Швеции, Финляндии и на Кольском п-ове. Но вопросу о глубине проникновения в фундамент позд-

нейших, активных разломов внимания почти не уделялось. Выяснение этого показателя разрывной тектоники по понятным причинам весьма затруднительно. Возможность такая появилась на отдельных, ограниченных, участках в местах глубоких котлованов, выемок и сосредоточенного бурения, но материалы, в большинстве, оставались в производственных отчетах проектных организаций. Автор давно старался собрать доступный, опубликованный материал (Никонов, 1968, 1969, 2010) и они рассматриваются здесь в пополненном виде. В основу положены сведения по открытым, с раздвинутыми бортами, разломам (расколам), в том числе с линейной корой выветривания и водонасыщением.

Для определения глубины проникновения разломов/расколов с раскрытием бортов в кристаллический фундамент использованы следующие признаки-критерии: 1) видимое надземное и скрытое подземное линейное расщеление, 2) глубина циркуляции подземных вод в расколе, 3) фиксация линейных зон раздробления скальных пород и пористого матрикса в вертикальных полосах (коры выветривания), 4) измерения видимой глубины скальных ущелий и разницы высот их бортов 5) учет глубинности днищ переуглубленных древних долин. К способам обнаружения такого рода признаков принадлежат наблюдения в крупных карьерах, горных выработках, на обнажениях, зондирование и геофизическое профилирование.

В коллективных докладах и публикациях последнего десятилетия приводились первичные материалы по расколам и разрывам в скальных породах фундамента в разных частях севера и центра Кольского региона (Никонов, Николаева, 2014; Никонов и др., 2015; Николаева и др., 2019).

Скальные ущелья, расколы, расщеления

На территории Кольского п-ова, особенно в его срединной части с горными массивами помимо неглубоких щелевидных нарушений в рельефе известны крупные ущелья в скальном субстрате, в горном массиве Хибин – ущелья Рамзая, Гакмана, Аку-Аку, безымянные ущелья на западном борту Имандровской впадины и в Чуна-тундре. Наземная их глубина составляет десятки метров, а, судя по углам падения стенок и ширине днищ в них, заполненные обломочным материалом нижние части уходят вниз на глубину 10-30-50 м. Суммарно определяется внедрение расколов в поверхность плакоров и некрутых склонов до 50-100 м. Теперь подобные новообразования стали известны (доклад на данной Конференции С.В. Шварева и А.О. Королевой). В большинстве случаев на тех же участках фиксируются сейсмотектонические и сейсмогравитационные деформации за счет сильных землетрясений прошлого (Николаева и др., 2018; Николаева и др., 2019; Никонов и др., 2019).

Вдоль северного побережья Кольского п-ова – крупнейшей Мурманской тектонической зоны шириной до первых десятков км (линеамент Карпинского) – на многих участках простираются узкие двубортные и односторонние частные грабены. На Западном Мурмане скальные щели в надповерхностных частях достигают глубины 50-60 и, должно быть, уходят в глубину еще на десятки метров (Никонов, Николаева, 2014; Никонов и др., 2015; Никонов, Флейфель, 2016; Никонов, 2018; Никонов и др., 2018; Николаева и др., 2019), а на Восточном они существенно меньше (Никонов, Зыков, 2017).

Линейные коры выветривания

В прежних работах по корам выветривания на Фенноскандинавском щите (Никонов, 1968, 1969, 2010) на основе известной к тому времени зарубежной литературы с материалами по химическому выветриванию, было установлено, что в разных местах остатки каолиновой коры выветривания имеют предкембрийский и палеозойский возраст. Они встречены на йотнийских (Ptz) песчаниках на СВ борту Ботнического залива, в ЮЗ Норвегии, западнее оз. Венерн в Средней Швеции, под кембрийскими отложениями в ЮЗ Финляндии и севернее впадины Ладожского озера. На этой основе, с учетом равнинного, в общем, рельефа в этих местах автор признавал существование субкембрийского пенеплена. Понятно, что все выявленные периоды образования химической коры выветривания фиксируют субаэральные условия развития природной среды в районах находок. В ранней работе по корам выветривания на Кольском п-ове (Никонов, 1969) автор в отношении каолиновой коры выветривания пришел к выводу «о крупной эпохе континентального развития территории в условиях жаркого климата… она не могла сформироваться в четвертичный период и должна считаться доледниковой».

Особого внимания заслуживает факт обнаружения в глубинной части акватории Белого моря, в его средине, в переотложенном состоянии меловых миоспор в трех грунтовых колонках (Дибнер, 1978, стр. 27-28). В Баренцевом море подобные микрофоссилии находили при бурении в разных местах. Но маловероятно, чтобы они могли быть занесены в глубину акватории из Баренцева моря через Горло Белого моря. Предполагается местное сильное погружение и перекрытие фундамента мезозойскими отложениями. Фундамент из рифейских песчаников опущен здесь на глубину до 3 км, тогда как в СЗ части Кандалакшского грабена, и вблизи Архангельска на востоке выходит к поверхности. В самой глубинной части акватории, как теперь известно, в историческое время происходили сильные землетрясения, и при этом по бортам впадины не могла не происходить лавинная седиментация и, соответственно, перемешивание отложений.

Скрытые расколы вдоль южного побережья Кольского п-ова

Совершенно необычным, неизвестным ранее объектом в группе раскрытых разломных структур оказались крупные линейные полости в скальных породах вдоль северного берега Белого моря, «запечатанные» сверху моренными отложениями последнего оледенения. В 1986-1988 гг. детальными исследованиями, с бурением и геофизическим профилированием, в прибрежной полосе Беломорья вблизи устья р. Варзуга, обнаружены феноменальные расколы в осадочных протерозойских красных песчаниках (Икорский и др., 2014). Скважины бурились на глубину 100-300 м по 2-м профилям на всхолмленной равнине, частью болотистой. Сверху расколы оказались перекрыты четвертичными отложениями толщиной 7-10 м. Тем не менее, выяснилось, что по расселинам циркулирует воздух того же состава и с синхронными изменениями, как и на дневной поверхности. Грунтовые воды встречены на глубине 34 м от дневной поверхности, что, по-видимому, соответствует глубине проникновения в коренные породы раскрытых полостей. На участке бурения, в зоне древнего разлома в фундаменте, аномальная полоса с полостями прослежена на 5 км при ширине около 1 км. Но по расчетам объема циркулирующего в полостях воздуха объем полостей определен в 45-55 млн. м^3, и зона повышенной пористости определяется протяженной в длину на 20-25 км.

Совершенно необычное по сущности и параметрам обнаружение системы вдольбереговых расколов имеет принципиальное значение для понимания размаха и свойств активной тектоники по северному борту крупнейшего Беломорского грабена. Это подтверждение его активности и косвенное указание на возможность подобных тектонических образований в самой акватории Белого моря. Представляется вероятным видеть в этом феномене уменьшенную (по размеру в 2 раза) модель разломов в осевой части акватории, простирающейся с СЗ на ЮВ, с наибольшими глубинами до 300 м.

Белое море, глубоководье

Наличие в бассейне Белого моря, в его центральной части, линейной глубоководной, до 300 м глубины, впадины, совпадающей с простиранием оси всего бассейна, явление исключительной на всей территории Фенноскандинавского щита. Впадина, безусловно, тектонического происхождения, резко выделяющаяся на фоне общего, протерозойского Беломорского грабена, от Кандалакшского конца до Усть-Двинского. В настоящее время именно в этой глубинной части бассейна есть основания помещать эпицентральную часть сильнейшего из известных исторических землетрясений 1627 г., не только Российской части Фенноскандии, но и всего Фенноскандинавского щита.

Принципиально важные сведения по обсуждаемому объекту состоят в том, что при бурении в этом районе в кернах трех скважин, при микроскопическом изучении были обнаружены миоспоры миоценового возраста. Указанный факт ведет к заключению о том, что впадина как особая, наложенная отрицательная тектоническая структура с размахом сотни метров начала формироваться не позже миоцена, 13-11 млн. л.н. Ни в одном другом месте восточной части Фенноскандинавского щита подобные определения не известны. Это, своего рода, феномен важнейшей значимости, поскольку обнаружена активность сейсмоструктуры за последние 500 лет.

Погребенные долины

Характеристика древних, переуглубленных, долин на Кольском п-ове представлена автором полвека назад по материалам проектно изыскательских работ под гидроэнергетические сооружения (Никонов, 1967). Их глубина определялась величиной 70-120 м от исходной, плоской поверхности материка. Выработка долин с крутыми уклонами русел и с крутыми бортами в скальных породах не объясняется только длительностью континентального, предледникового, развития региона и русловой эрозией. Особенно, принимая во внимание, что глубина русел послесреднечетвертичного периода и в коренных породах, в ущельях, как в долине р. Вороней, и в четвертичных отложениях, как в долине р. Туломы, составила только около 40 м. Такая разноразмерность не может быть объяснена климатическими различиями разных эпох, поскольку только в периоды дегляциации, т.е. в краткие периоды сезонного бушевания талых вод, их масса и скорость течения становились на порядки выше обычных. Объяснение реалистичное состоит в принятии использования водными потоками в доледниковье (в третичный период), и в безледные и без высокого уровня приемных морских бассейнов плейстоцена, ослабленных разломных тектонических зон, открытых и частично заполненных раздробленным скальным материалом и/или корой выветривания. Как теперь устанавливается, в Фенноскандии, в первую очередь в Северной, древние разломы оживлялись особенно при дегляциации и оживляются до сих пор при мощных землетрясениях, с расщелениями и смещениями бортов при $M \geq 6$. Отсюда резонно заключить, что разломы с зонами дробления в рассматриваемом Кольском регионе, в породах архея и протерозоя, проникали вглубь не только на десятки, но и на ≥ 100 м. Автор не имел возможности работать с первичными материалами производственных и проектных организаций на хорошо разбуренных участках. Поэтому остался неосвещенным вопрос о глубине проникновения и трещин с сомкнутыми бортами. Но и доступные определения заглубления расколов с сомкнутыми бортами важны, поскольку теперь все больше выясняется, что наличие и характер таковых дает возможность фиксировать и параметризовать сильные землетрясения прошлого в соответствующих локалитетах.

Помимо познания собственно геологической и ландшафтной обстановок намечаются инженерно-геологическая, гидрологическая значимость выявляемых фактов, а также весьма актуальная возможность выявления и параметризации сильных землетрясений прошлого.

Благодарности

Автор признателен Л.Д. Флейфель за помощь в подготовке статьи.

Работа выполнена в рамках Госзадания № 0144-2019-0010.

Литература

1. Дибнер В.Д. Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Л. Изд-во: Недра. 1978. 211 с.
2. Икорский С.В., Калинкин М.М., Куваева Н.М., Нивин ВА., Припачкин В.А., Пушкин М.Г. Эффект «подземного ветра» на Кольском полуострове // Тиетта. 2014. № 2. С. 7–11.
3. Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В. Поздне- и послеледниковые разломы и палеосейсмонарушения в восточной части Фенноскандинавского щита: обзор и результаты исследований // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 428–432. DOI: 10.31241/FNS.2019.16.087.
4. Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В., Родкин М.В. Детальные палеосейсмогеологические исследования в бортовой зоне впадины оз. Имандра (Кольский регион): новые подходы и результаты // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 866–880. DOI: 10.15372/GiG20180608.
5. Никонов А.А., Зыков Д.С., Николаева С.Б., Шварев С.В. Шовная зона «Линия Карпинского» на севере Европы как активный тектонически и сейсмически сейсмолинеамент высшего порядка // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Материалы L Тектонического совещания. Т. 2. М. Изд-во: ГЕОС. 2018 С. 53–56.
6. Никонов А.А. О древних долинах северо-восточной части Балтийского щита // Доклады АН СССР. 1967. Т. 177. № 5. С. 1155–1158.
7. Никонов А.А. Коры выветривания Фенноскандии, их возраст и палеогеографическое значение // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1968. Т. 43. Вып. 5. С. 108–118.

8. Никонов А.А. О коре выветривания Кольского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1969. № 2. С. 101–106.
9. Никонов А.А. Коры выветривания Фенноскандии и их размыв как показатели развития северного материка в мезокайнозое // Труды Всероссийского совещания «Россыпные месторождения и коры выветривания». Новосибирск. 2010. С. 509–513.
10. Никонов А.А. Молодые продольные расколы в морфоструктуре Мурманской зоны разломов // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018. № 15. С. 263–267. DOI 10.31241/FNS.2018.15.065.
11. Никонов А.А., Зыков Д.С. О признаках мощных землетрясений в восточном секторе Мурманской зоны (линия Карпинского) // Труды XIV Ферсмановской научной сессии. Апатиты. 2017. С. 143–148.
12. Никонов А.А., Николаева С.Б. Линеамент Карпинского на границе Фенноскандинавского кристаллического щита и Баренцевой плиты как активная тектоническая и сейсмическая зона // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа: Матер. Межд. научной конфер. Вып. 12. М. Изд-во: ГЕОС. 2014. С. 232–237.
13. Никонов А.А. Флейфель Л.Д. Тектонические деформации в рифейско-вендских отложениях на северо-востоке п-ова Средний (южная ветвь линии Карпинского) // Труды XIII Всероссийской Ферсмановской научной сессии. Апатиты. 2016. С. 114–118.
14. Никонов А.А., Шварев С.В., Николаева С.Б. Мурманское побережье – крупнейшая в Российской Арктике сейсмогенерирующая зона: новейшие разработки // Природные ресурсы и комплексное освоение прибрежный районов Арктической зоны. Сб. научных трудов. Архангельск. 2015. С. 34–40.
15. Никонов А.А., Шварев С.В., Николаева С.Б., Зыков Д.С., Флейфель Л.Д., Родкин М.В., Королева А.О. // Три активные сейсмотектонические зоны высшего ранга на севере Европейской части России: прогресс-репорт. Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI тектонического совещания. М. Изд-во: ГЕОС. 2019. Т. 2. С. 86–92.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 321–325

Минералогия циркона и U-Pb возраст метаморфических процессов в гнейсах ТТГ Ингозерского массива (Кольский регион): данные U-Pb SHRIMP датирования

Ниткина Е.А.[1], Баянова Т.Б.[1], Лялина Л.М.[1], Ларионов А.Н.[2]
[1] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, nitkina@geoksc.apatity.ru, bayanova@geoksc.apatity.ru, lyalina@geoksc.apatity.ru
[2] ВСЕГЕИ, С.-Петербург, alexander_larionov@vsegei.sp.ru

Аннотация. В кристаллах циркона из гнейсов Ингозерского массива установлена фазовая неоднородность, отвечающая процессам метаморфизма, проявленным в гнейсах комплекса ТТГ, а также Th/U отношения, соответствующие таковым для метаморфических цирконов гнейсов. По результатам изотопного U-Pb датирования методом SHRIMP-II (ВСЕГЕИ) получен возраст метаморфизма для амфибол-биотитового гнейса (Н-10-07) 2764 ± 10 млн. лет и для биотит-амфиболовом гнейсе (Н-10-08) 2739 ± 12 млн. лет.
Ключевые слова: Изотопное U-Pb датирование, ТТГ комплексы, минералогия циркона.

Mineralogy of zircon and U-Pb age of metamorphic processes in TTG gneisses of the Ingozero massif complex (Kola region): U-Pb SHRIMP dating

Nitkina E.A.[1], Bayanova T.B.[1], Lyalina L.M.[1], Larionov A.N.[2]
[1] GI KSC RAS, Apatity, nitkina@geoksc.apatity.ru, bayanova@geoksc.apatity.ru, lyalina@geoksc.apatity.ru
[2] VSEGEI, S.-Petersburg, alexander_larionov@vsegei.sp.ru

Abstract. In zircon crystals from the gneisses of the Ingozero massif, a phase inhomogeneity corresponding to the processes of metamorphism manifested in the gneisses of the TTG complex, as well as the Th / U ratios corresponding to those of the metamorphic zircons of the gneisses, was established. According to the results of isotopic U-Pb dating by the SHRIMP-II method (VSEGEI), the age of metamorphism for amphibole-biotite gneiss (H-10-07) is 2764 ± 10 Ma and for biotite-amphibole gneiss (H-10-08) – 2739 ± 12 million years.
Key words: U-Pb isotope dating, TTG complexes, zircon mineralogy.

Введение

Ингозерский массив расположен в северной части Беломорского подвижного пояса на СВ Балтийского щита (рис. 1) и представляет собой комплекс тоналит-трондьемит-гранодиоритов (ТТГ) (Объяснительная записка…, 1994; Vetrin et al., 2018). В пределах Ингозерского массива выделены биотитовые, биотит-амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы, гранитогнейсы, амфиболиты, гранодиориты и пегматиты. Гнейсы являются метаморфизованными и рассланцованными останцами первичных ТТГ пород (Козлов и др., 2006). Для гнейсов Ингозерского массива (Ниткина, Баянова, 2018) точки химических анализов гнейсов ложатся в поля тоналитов и трондьемитов, высокое содержание легких редкоземельных элементов и отсутствие Eu аномалии говорит о происхождение пород из обогащенных источников без существенной роли фракционной.

Последовательность и время проявления эндогенных процессов Ингозерского массива (Козлов и др., 2006) включает следующие этапы: формирование исходных пород для гнейсов – 3149±49 млн. лет (Bayanova et al., 2016); внедрение даек основных пород; второй этап внедрения тоналитов или метаморфизм и деформации пород, связанные с внедрением даек основных пород – 2727±5 – 2725±2 млн. лет; деформация и рассланцевание пород, происходившие одновременно с внедрением гранитоидных тел – 2697±9 – 2667±7 млн. лет; внедрение гранитных тел и микроклинизация биотитовых гнейсов – 2615±8 млн. лет (Ниткина, Баянова, 2018); образование тел пегматита и послойная микрокоинизация – 2549±30 млн. лет; образование пегматитовых и гранитных жил – 1644+/-7 (Ниткина, Баянова, 2018) и образование кварцевых жил. Пробы на минералогические и изотопные U-Pb исследования циркона (методом SHRIMP-II) отобраны из амфибол-биотитовых

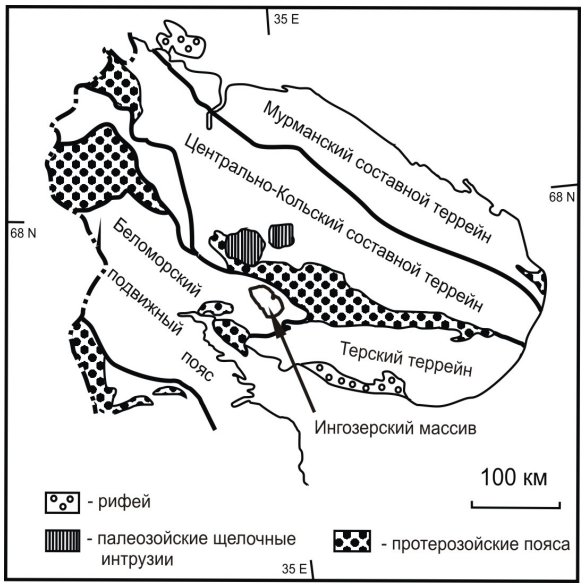


Рис. 1. Схематическая карта Кольского полуострова (Балаганский, 2002).

Fig. 1. Geological map of the Kola Peninsula (Balaganskiy, 2002).

гнейсов (Н-10-07) и из биотит-амфиболовых гнейсов (Н-0-08).

Минералогия циркона

В амфибол-биотитовом гнейсе (Н-10-07) в мономинеральных фракциях циркона были выделены пять типов кристаллов циркона (рис. 2 а). Первый – полупрозрачные темно-коричневого цвета кристаллы гиацинтово-цирконового типа со средним размером – 0.245 × 0.110 мм, коэффициент удлинения (Ку)-2.2. На катодолюминесцентных (CL) изображениях и изображениях в обратно-отраженных электронах (BSE) выявлена внутрифазовая неоднородность (зональность). Второй представлен полупрозрачными призматическими и короткопризматическими кристаллами светло-коричневого цвета гиацинтово-цирконового типа ({100}+{110}+{111}), средние размеры – 0.140 × 0.07 мм, Ку-2. В BSE и CL выявлена внутрифазовая неоднородность (зональность и секториальность). Третий характеризуется наличием темно-коричневых полупрозрачных длиннопризматических кристаллов цирконового типа. Средние размеры – 0.420 × 0.105 мм, Ку-4. В BSE и CL выявлена внутрифазовая неоднородность (ядра). Четвёртый представлен темно-коричневыми полупрозрачными изометричными кристаллами со сглаженными гранями со средними размерами – 0.140 × 0.140 мм, Ку-1. В BSE и CL выявлена внутрифазовая неоднородность (зональность). Пятый включает темно-коричневые длиннопризматические кристаллы гиацинтового типа, средние размеры – 0.245 × 0.09 мм, Ку-2.7. В BSE и CL выявлена внутрифазовая неоднородность (зональность, секториальность).

В биотит-амфиболовом гнейсе (Н-10-08) в мономинеральных фракциях циркона были выделены следующие типы кристаллов циркона (рис. 2 б). Первый объединил темно-коричневые призматические кристаллы гиацинтово-цирконового типа со средними размерами – 0.245 × 0.110 мм, Ку-2.2. В BSE и CL выявлена внутрифазовая неоднородность (зональностью, ядра). Второй представлен темно-коричневыми полупрозрачными длиннопризматическими кристаллами игольчатого типа ({110}+{311}), средние размеры – 0.315×0.105 мм, Ку-3. В BSE и CL внутрифазовая неоднородность выявлена слабо и представлена разным свечением участков кристалла. Третий характеризуется наличием темно-коричневых полупрозрачных длиннопризматических кристаллов гиацинтового типа, средние размеры – 0.460 × 0.12 мм, Ку-3.8. В BSE и CL выявлена внутрифазовая неоднородность (зональность, секториальность). Четвёртый объединил бледно-розовые прозрачные призматические кристаллы гиацинтово-цирконового типа со средними размерами – 0.200 × 0.100 мм, Ку-2. В BSE и CL выявлена внутрифазовая неоднородность, которая представлена тонкой ритмичной зональностью, повторяющей контуры кристалла.

Геохронологическое U-Pb датирование циркона

Изотопные исследования проводилось методом SHRIMP II (чувствительный высокоразрешающий ионный микрозонд второго поколения) в ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ».

В амфибол-биотитовом гнейсе (Н-10-07) для датирования выбраны (рис. 3а): длинопризматические кристаллы циркона – точки проведения анализа N-10-07_1.1, N-10-07_2.1 и N-10-07_2_1re; изометричные кристаллы циркона – точки проведения анализа N-10-07_3, N-10-07_3.1 re и N-10-07_4. На U-Pb диаграмме по фигуративной точке 1 получен конкордантный возраст 2764±10 млн. лет, СКВО=1.4 (рис. 4 а, табл. 1). Остальные фигуративные точки дают разброс данных по возрастам от 2650 млн. лет до 2870 млн. лет (рис. 4 а; 5; табл. 1). Th/U отношения составляют 0.32-0.92 (рис. 6, табл. 1).

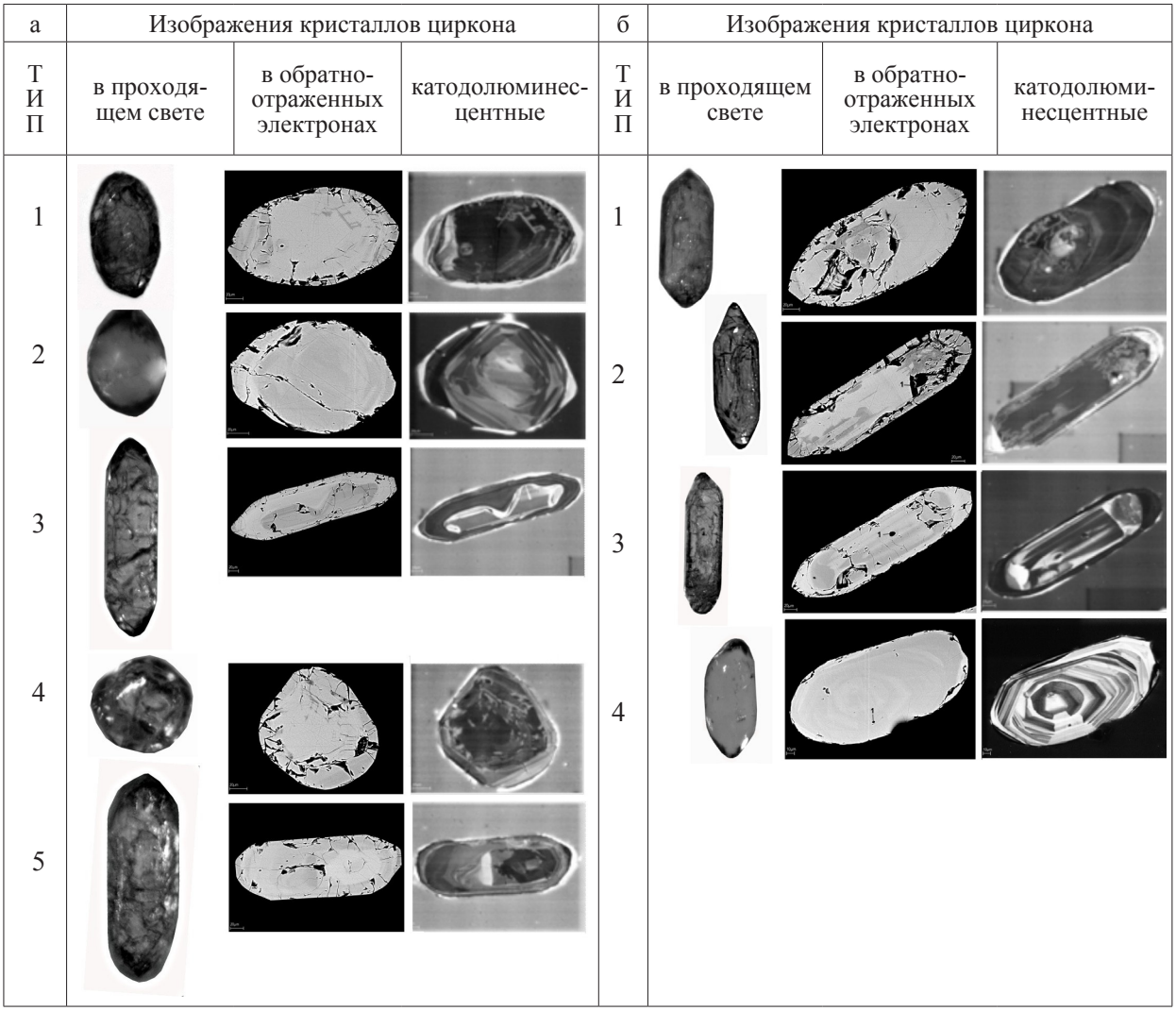


Рис. 2. Фотографии выделенных морфологических типов кристаллов циркона в: а – амфибол-биотитовом гнейсе (Н-10-07); б – биотит-амфиболовом гнейсе (Н-10-08).

Fig. 2. Zircon photo of: a – Amp-Bt gneisses (H-10-07), b – Bt-Amp gneisses (H-10-08).

В биотит-амфиболовом гнейсе (Н-10-08) для датирования выбраны (рис. 3 б): длинопризматические кристаллы циркона – точки проведения анализа N-10-08_1.1, N-10-08_5.1, N-10-08_1.1re; изометричные кристаллы циркона – точки проведения анализа N-10-08_3.1, N-10-08_4.1re, N-10-08_4.1, N-10-08_3.2. На U-Pb диаграмме по 3 фигуративным точкам 1, 2 и 3 построена изохрона с верхним пересечением с конкордией 2739 ± 12 млн. лет, СКВО=1.1 (рис. 4 б, табл. 1). Остальные фигуративные точки дают разброс данных по возрастам от 2600 млн. лет до 3070 млн. лет (рис. 4 б; 5; табл. 1). Th/U отношения составляют от 0.06 до 0.65 (рис. 6, табл. 1).

Выводы

Для циркона из гнейсов Ингозерского массива установлена фазовая неоднородность, отвечающая процессам кристаллизации и метаморфизма, проявленным в гнейсах комплекса ТТГ, а также Th/U отношения, характерные для метаморфических цирконов гнейсов (Пыстин, Пыстина, 2018). По результатам изотопного U-Pb датирования методом SHRIMP-II подтверждён возраст проявления метаморфических процессов в гнейсах Ингозерского массива, полученный ранее (Ниткина&Баянова, 2018): для амфибол-биотитового гнейса (Н-10-07) 2764 ± 10 млн. лет, для биотит-амфиболовом гнейсе (Н-10-08) 2739±12 млн. лет.

Таблица 1. Изотопные U-Pb данные для циркона из гнейсов Ингозерского массива.
Table1. Isotope U-Pb zircon data for zircons of the gneisses of the Ingozero massive.

Точки	% $^{206}Pb_c$	ppm U	ppm Th	ppm $^{206}Pb^*$	$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ Age		$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ Age		% Dis-cor-dant	$\frac{^{207}Pb^*}{^{235}U}$	±%	$\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U}$	±%	err corr
Биотит-амфиболовый гнейс (Н-10-08)															
N-10-08_4.1	0.35	89	12	40.2	0.14	2723	±12	2750	±26	+1	13.84	1.7	0.526	0.5	0.32
N-10-08_5.1	--	244	30	103.1	0.13	2579	±26	2725	±11	+6	12.75	1.4	0.492	1.2	0.88
N-10-08_4.1re	0.01	2311	295	572.8	0.13	1634	±16	2605	±28	+42	6.96	2.0	0.288	1.1	0.54
N-10-08_3.1	0.02	511	30	224.0	0.06	2658	±23	2696	±6	+2	13.00	1.1	0.510	1.0	0.94
N-10-08_3.2	0.00	255	85	110.4	0.34	2634	±11	2700	±13	+3	12.89	0.9	0.505	0.5	0.53
N-10-08_1.1re	0.86	39	24	15.1	0.65	2416	±44	3073	±24	+26	14.62	2.6	0.455	2.2	0.82
N-10-08_1.1	0.00	2446	676	1173.2	0.29	2860	±22	2804	±3	-2	15.19	1.0	0.558	0.9	0.98
Амфибол-биотитовый гнейс (Н-10-07)															
N-10-07_2_1re	0.00	1340	659	611.9	0.51	2748	±22	2765	±4	+1	14.12	1.0	0.532	1.0	0.96
N-10-07_3.1	--	2049	9	868.1	0.00	2585	±11	2648	±7	+3	12.21	0.6	0.493	0.5	0.78
N-10-07_2.1	0.01	78	25	36.9	0.33	2824	±40	2761	±15	-3	14.57	2.0	0.550	1.7	0.88
N-10-07_1.1	0.10	206	182	92.2	0.92	2707	±28	2778	±12	+3	13.97	1.5	0.522	1.3	0.86
N-10-07_3.1re	0.17	93	29	40.3	0.32	2630	±36	2811	±20	+8	13.76	2.1	0.504	1.7	0.80
N-10-07_4.1	0.07	73	35	34.3	0.50	2828	±38	2874	±16	+2	15.63	1.9	0.551	1.7	0.86

Ошибки приведены на уровне 1δ; Pbc and Pb* общий и радиогенный свинец. соответственно

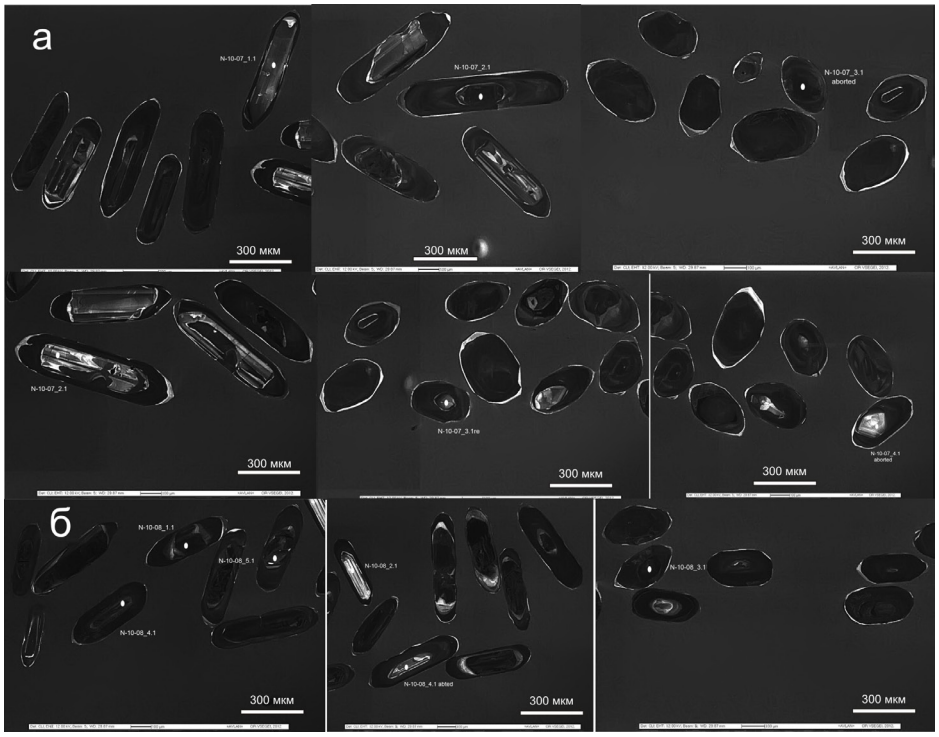


Рис. 3. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона и точки датирования для: а – амфибол-биотитового гнейса (Н-10-07); б – биотит-амфиболового гнейса (Н-10-08).

Fig. 3. CL images of zircon and SHRIMP-II points for: a – Amp-Bt gneisses (H-10-07), b – Bt-Amph gneisses (H-10-08).

Благодарности

Авторы выражают искреннюю благодарность директору ГИ КНЦ РАН Козлову Н.Е. и Козловой Н.Е. за консультации.

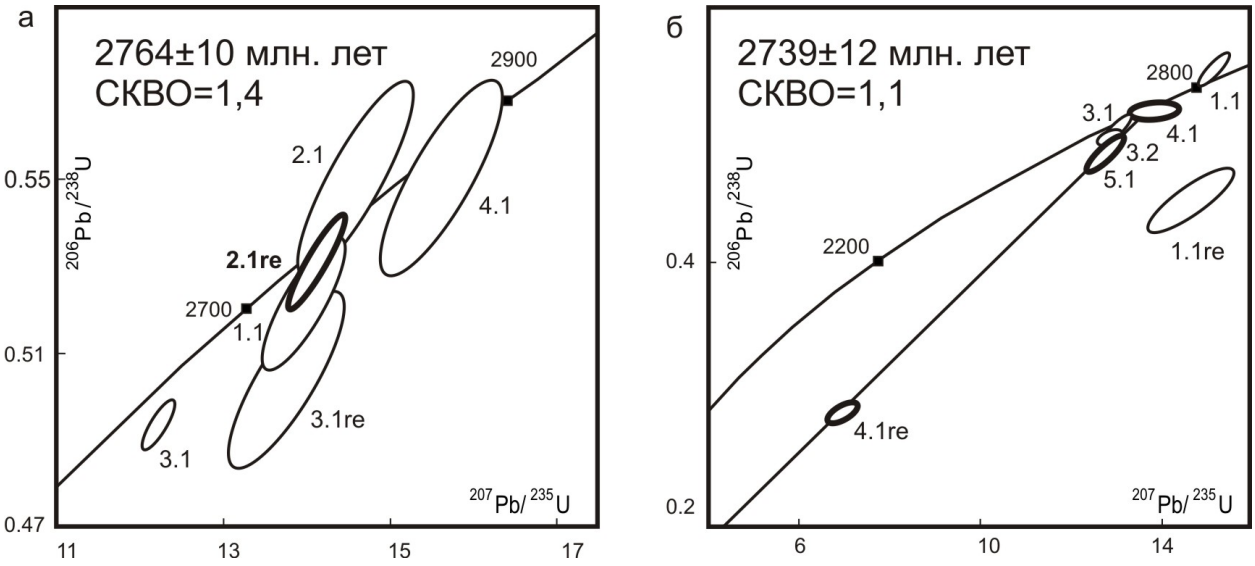


Рис. 4. Изотопная U-Pb диаграмма для циркона из: а – амфибол-биотитового гнейса (Н-10-07), б – биотит-амфиболового гнейса (Н-10-08).

Fig. 4. U-Pb diagram for zircon: a – Amp-Bt gneisses (H-10-07), b – Bt-Amp gneisses (H-10-08).

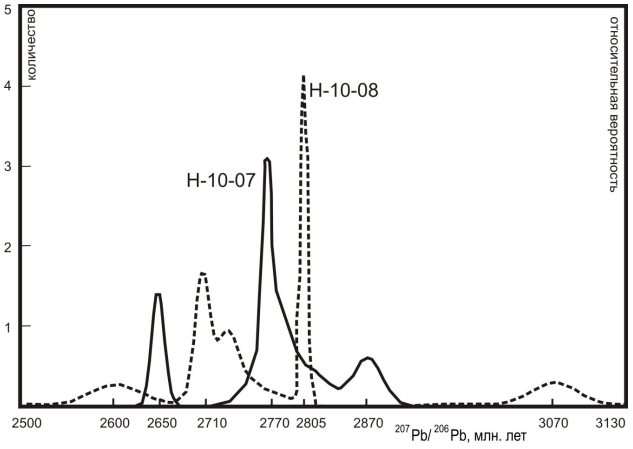


Рис. 5. Распределение возрастов циркона в амфибол-биотитовом и биотит-амфиболовом гнейсах.

Fig. 5.Probability of zircon ages of Amp-Bt gneisses and Bt-Amp gneisses.

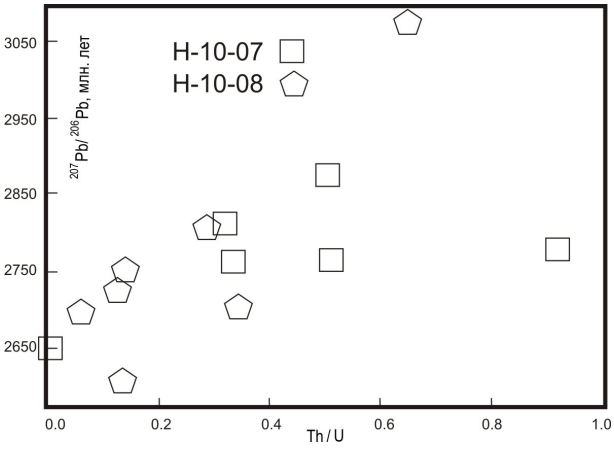


Рис. 6. Th/U отношения для циркона из амфибол-биотитового и биотит-амфиболового гнейсов.

Fig. 6. Th/U ratios for zircon of Amp-Bt gneisses and Bt-Amp gneisses.

Работа выполнена по теме НИР 0226-2019-0052.

Литература

1. Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дисс. д.г.-м.н. СПб. 2002. 32 с.
2. 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. 329 С.
3. Ниткина Е.А., Баянова Т.Б. Изотопно-геохронологическое изучение пород Ингозерского массива (Кольский полуостров) // Вестник Мурманского государственного университета. 2018. Т. 21. № 1. С. 51–60. https://doi.org/10.21443/1560-9278-2018-21-1-51-60.
4. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000 / Ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 1994. 95 С.
5. Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Распределение U и Th в цирконах метаморфических пород и гранитоидов севера Урала // 12-я Межрегиональная научно-практическая конф. Уфа. 21–23 мая 2018 г. Спб. Изд-во: Свое издательство. 2018. С. 294–299.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 326–331

Гальгенбергит-(Ce) из щелочных пород Кондёрского массива (Хабаровский край)

Осипов А.С. [1], Антонов А.А. [2]

[1] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, osipov.anst@yandex.ru

[2] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, anthonov@yandex.ru

Аннотация. В работе представлена характеристика гальгенбергита-(Ce) $CaCe_2(CO_3)_4 \cdot H_2O$, обнаруженного в составе щелочных эвдиалит-эгирин-альбитовых пород Кондёрского массива (Хабаровский край). Минерал ассоциирует с эвдиалитом, эгирином, альбитом, сепиолитом и кальцитом. Гальгнебергит-(Ce) формирует оторочки в краевой части индивидов альбита мощностью до 50 мкм. Кристаллы бесцветные, полупрозрачные. Химическая формула в пересчете на 3 единицы катионов имеет вид: $(Ca_{0.94}Sr_{0.06})_{\mathbf{1.00}}(Ce_{1.05}Nd_{0.52}La_{0.22}Pr_{0.12}Sm_{0.07}Gd_{0.01}Y_{0.01})_{\mathbf{2.00}}(CO_3)_{\mathbf{4.00}} \cdot H_2O$. Минерал близок по химическому составу к образцу гальгенбергита-(Ce) из типового минералопроявления – туннеля Гальгнеберг в Австрии. Сделано предположение о кристаллизации карбоната в процессе разрушения гидратированного карбонатсодержащего аналога манганоэвдиалита под воздействием низкотемпературных гидротермальных растворов.

Ключевые слова: гальгенбергит-(Ce), редкоземельные минералы, щелочные породы, Кондёрский массив, низкотемпературные гидротермальные преобразования.

Galgenbergite - (Ce) from alkaline rocks of the Konder massif (Khabarovsk Krai)

Osipov A.S. [1], Antonov A.A. [2]

[1] Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, osipov.anst@yandex.ru

[2] All-Russian Research Geological Institute named after V.I. A.P. Karpinsky, St. Petersburg, anthonov@yandex.ru

Abstract. This paper presents the characteristics of galgenbergite-(Ce) $CaCe_2(CO_3)_4 \cdot H_2O$, from the alkaline eudialyte-aegirine-albite rocks of the Konder massif (Khabarovsk Kray). The mineral is associated with eudialyte, aegirine, albite, sepiolite, and calcite. Galgenbergite-(Ce) forms rims in the boundary parts of the albite crystals with a thickness up to 50 μm. The crystals are colorless, translucent. The chemical composition based on 3 units of cations is: $(Ca_{0.94}Sr_{0.06})_{\mathbf{1.00}}(Ce_{1.05}Nd_{0.52}La_{0.22}Pr_{0.12}Sm_{0.07}Gd_{0.01}Y_{0.01})_{\mathbf{2.00}}(CO_3)_{\mathbf{4.00}} \cdot H_2O$. The mineral is similar in its chemical composition to the sample of galgenbergite-(Ce) from the type locality - Galgneberg tunnel, Austria. An assumption about the crystallization of galgenbergite-(Ce) in the process of the hydrated carbonate-containing analog of manganoeudialyte destruction under the influence of low-temperature hydrothermal solutions was made.

Key words: galgenbergite-(Ce), REE-mineralization, alkaline rocks, Konder massif, low temperature hydrothermal transformations.

Введение

Редкий карбонат кальция и церия - гальгенбергит-(Ce) $CaCe_2(CO_3)_4 \cdot H_2O$ был впервые обнаружен в 1998 году в Австрии (провинция Штирия) при проходке железнодорожного туннеля Гальгенберг (Hollerer, 1998). Минерал был встречен в небольших полостях в метаморфизованных альбит-хлоритовых сланцах в ассоциации с сидеритом, анкилитом-(Ce), пиритом и кальцитом.

Кроме того, гальгенбергит-(Ce) был обнаружен в Швеции (провинция Даларна) в гранитах I-типа массива Сёрвик (Lindh, 2012), в Парагвае (провинция Альто-Парагвай, щелочной комплекс Серро Боггиани) в составе нефелинового сиенита (Comin-Chiaramonti et al., 2016) и в Австралии (провинция Элерон) на месторождении Ноланс-Бор в составе фторапатитовых жильных тел, секущих вмещающие гранитогнейсы (Huston et al., 2016). На территории России гальгенбергит-(Ce) обнаружен на Кольском полуострове (северо-западный фланг Лицко-Арагубского комплекса) в пег-

матоидных гранитах REE-Th-U – проявления Дикое (Kaulina et al., 2018) и на Южном Урале в составе сульфидных руд Талганского Cu-Zn месторождения (Ayupova et. al., 2019).

Нами гальгенбергит-(Ce) был обнаружен в составе щелочных эвдиалит-эгирин-альбитовых пород Кондёрского массива (Хабаровский край). Это седьмая находка данного минерала в природе и третья на территории России. Данная работа посвящена минералогической характеристике кондёрского гальгенбергита-(Ce).

Геологическая позиция

Кондёрский щелочно-ультраосновный массив находится в 800 км к северу от Хабаровска в междуречье р. Омня и р. Маймакан – левых притоков р. Мая. Массив известен, прежде всего, как одно из крупнейших россыпных месторождений платины.

Комплекс расположен в восточной части Алданского щита. На уровне современного эрозионного среза структура имеет в плане форму кольца диаметром до 8.5 км. Вмещающие породы представлены нижнеархейскими сканированными мраморами, кристаллическими сланцами и кварцитами, а также среднерифейскими терригенными породами (аргиллитами, алевролитами и песчаниками).

Интрузивные образования Кондёрского массива представлены двумя группами пород различного состава и возраста. Большую часть площади массива слагают раннепротерозойские мафит-ультрамафитовые породы. К ним относятся дуниты, формирующие шток в центральной части интрузии, клинопироксениты, образующие кольцевую оторочку мощностью 50-750 метров вокруг дунитового ядра, а также габбро и косьвиты представленные крупными дуговыми телами на периферии массива и многочисленными разноориентированными дайками в дунитах и клинопироксенитах. Менее распространены в пределах комплекса породы щелочной серии и их пегматиты. Они формируют маломощные жильные тела, секущие раннепротерозойские дуниты и клинопироксениты. Нами были отобраны образцы пегматитов нефелин-сиенитового, сиенитового и ийолит-уртитового состава, а также вишневитовых и эвдиалит-эгирин-альбитовых пород. В последних был диагностирован гальгенбергит-(Ce).

Материалы и методы исследования

Образцы для исследования были отобраны в 2013 г. в северной эндоконтактовой части Кондёрского массива из жилы щелочных эвдиалит-эгирин-альбитовых пород. Жила имеет субширотное простирание, видимую протяженность 7-9 метров, мощность – 3-5 метров. Вмещающие породы представлены пироксенитами.

Исследования выполнялись в аншлифах на оборудовании ресурсного центра СПбГУ «Геомодель». Изучение морфологии и химического состава проводились с использованием сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N с приставкой Oxford Instruments X-Max 20 и детектором Oxford Instruments Nordlys-HKLEBSD. Условия ЭДС-анализа: ускоряющее напряжение 20 кв, ток 1.7 нА, рабочее расстояние 10 мм. Аналитики – Власенко Н.С., Шиловских В.В.

Результаты исследования и их обсуждение

Минеральная ассоциация. Основной объем эвдиалит-эгирин-альбитовых пород слагают два главных минерала – эгирин и альбит, формирующие плотную мелкокристаллическую матрицу. В ней наблюдаются второстепенные лампрофиллит, баритолампрофиллит, микроклин и гидратированный карбонатсодержащий аналог манганоэвдиалита (Осипов и др., 2017). В составе пород диагностирован 21 акцессорный минерал (Осипов и др., 2021), большая часть из которых пространственно связана с индивидами эвдиалита, и вероятно, является продуктом химического разложения кольцевого цирконосиликата.

Одним из таких минералов является гальгенбергит-(Ce), встреченный в центральной части реликтового зерна эвдиалита (рис. 1 *а*). Вмещающая минерал матрица выполнена массивным сепиолитом, в котором наблюдаются кристаллы эгирина и альбита, а также кальцит. Последний выполняет каверны и микротрещины в породе, формирует оторочки вокруг индивидов силикатов, а в некоторых случаях полностью замещает альбит.

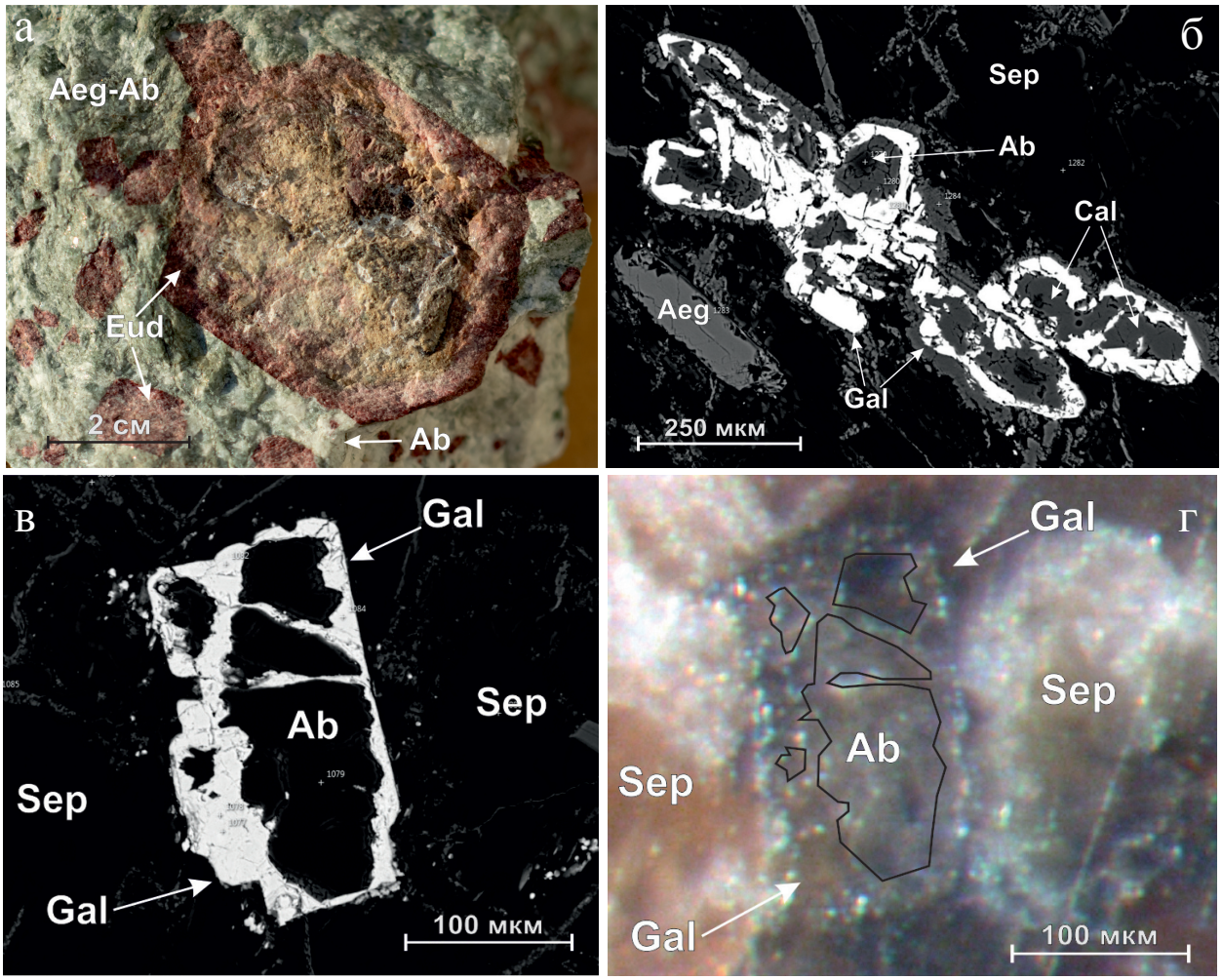


Рис. 1. Содержащие гальгенбергит-(Ce) эвдиалит-эгирин-альбитовые породы Кондёрского массива. Фотографии: а – образца, б, в – аншлифов в обратно-отражённых электронах, г – аншлифа в бинокуляре.
а – общий вид породы. Крупный кристалл эвдиалита с корродированной центральной частью (Eud) в эгирин-альбитовой (Aeg-Ab) матрице. б – группа зерен альбита (Ab), частично замещенных гальгенбергитом-(Ce) (Gal) (оторочки) и кальцитом (Cal) (центральная часть) в массе сепиолита (Sep). Наблюдается эгирин (Aeg). г, в – кристалл альбита (Ab) с оторочкой гальгенбергита-(Ce) (Gal) в массе сепиолита (Sep) в обратно-рассеянных электронах (в) и оптике (г).

Fig. 1. Galgenbergite-(Ce)-containing eudialyte – aegirine – albite rocks of the Konder massif. Pictures of: a – rock sample, b, c – polished sections in back-scattered electrons, d – polished sections in optics.
a – a general view of the rock. A large eudialyte crystal with a corroded central part (Eud) in the aegirine-albite (Aeg-Ab) matrix. b – albite (Ab) grains group partially replaced by galgenbergite-(Ce) (in the edges) and calcite (Cal) (in the central part) in the sepiolite (Sep) mass. Aegirine (Aeg) is also observed. c, d – an albite (Ab) crystal with a galgenbergite-(Ce) (Gal) rim in the sepiolite (Sep) mass in backscattered electrons (b) and optics (d).

Морфология. Гальгенбергит-(Ce) образует ксеноморфные выделения, как правило формируя оторочки в краевой части зерен альбита (рис. 1 *в, г*). При этом сохраняется первичная морфология кристаллов плагиоклаза. Размеры оторочек варьирует от 10 до 50 мкм по ширине и до 200 мкм по удлинению. В некоторых случаях в формировании псевдоморфоз по альбиту участвует также кальцит, реликты силиката при этом наблюдаются лишь в центральной части таких агрегатов (рис. 1 *б*). При этом замещение альбита кальцитом, судя по всему, происходит несколько позднее кристаллизации гальнебергита-(Ce). В единичных случаях гальгенбергит-(Ce) также выполняет мелкие (до 5-10 мкм) каверны в массе сепиолита на границе с кристаллами альбита и эгирина. В аншлифе гальгенбергит-(Ce) прозрачный, практически бесцветный.

Таблица 1. Химический состав (масс.%) и коэффициенты в химической формуле гальгенбергита-(Ce).
Table 1. Chemical composition (wt.%) and formula coefficients of galgenbergite-(Ce).

Компонент	Теор. состав	Место отбора											
		Кондёрский массив[1] (Россия)						туннель Гальгенберг (Австрия)[2]			массив Серро Богги-ани (Парагвай)[3]		
		n=5						n=6			n=2		
		1	2	3	4	5	$\bar{X}$	$\bar{X}$	Min	Max	1	2	$\bar{X}$
Al_2O_3											0.48	1.20	0.84
Y_2O_3						1.11	0.22				0.05	0.01	0.03
La_2O_3		6.06	5.54	5.57	6.28	4.67	5.62	11.70	11.07	12.36	24.82	26.88	25.85
Ce_2O_3	56.74	28.53	28.76	25.40	26.62	24.13	26.69	28.95	28.46	29.54	22.53	23.86	23.20
Pr_2O_3		2.77	2.88	3.10	3.38	3.07	3.04	3.48	3.12	3.76	1.19	1.17	1.18
Nd_2O_3		12.41	12.11	14.21	14.25	15.01	13.60	11.86	11.04	12.73	3.05	2.88	2.97
Sm_2O_3		1.36	1.50	1.90	1.88	2.31	1.79				0.37	0.27	0.32
Gd_2O_3			0.74				0.15						
ThO2											0.10	0.45	0.28
UO2											0.06	0.02	0.04
Fe_2O_3											0.67	0.93	0.80
MnO											0.07		0.04
SrO		0.84	0.67	0.81	1.30	0.93	0.91				6.75	2.44	4.60
CaO	9.7	8.45	7.76	8.33	7.56	8.59	8.14	9.49	8.86	10.20	6.10	6.28	6.19
Na_2O											0.22	0.69	0.46
K_2O												0.05	0.03
F											0.93	0.92	0.93
Cl												0.01	0.01
-O=F.Cl											0.39	0.39	0.39
CO_2 calc*	30.44	27.40	26.92	26.88	27.39	27.37	27.19	30.00			28.96	30.07	29.52
H_2O calc*	3.12	2.83	2.80	2.78	2.86	2.81	2.81	3.07			3.07	3.13	3.10
Total	100.00	90.65	89.68	88.98	91.51	90.00	90.16	98.55			99.42	101.26	100.34
Коэффициенты в кристаллохимической формуле, рассчитанные на 3 единицы суммы катионов													
Al											0.05	0.13	0.09
Y						0.06	0.01				<0.01	<0.01	<0.01
La		0.24	0.22	0.22	0.25	0.18	0.22	0.42			0.88	0.93	0.91
Ce	2.00	1.11	1.15	1.01	1.05	0.94	1.05	1.04			0.80	0.82	0.81
Pr		0.11	0.11	0.12	0.13	0.12	0.12	0.12			0.04	0.04	0.04
Nd		0.47	0.47	0.55	0.55	0.57	0.52	0.42			0.10	0.10	0.10
Sm		0.05	0.06	0.07	0.07	0.08	0.07				0.01	0.01	0.01
Gd			0.03				0.01						
Th											0.00	0.01	0.01
U											<0.01	<0.01	<0.01
Fe											0.05	0.07	0.06
Mn											0.01		<0.01
Sr		0.05	0.04	0.05	0.08	0.06	0.06				0.38	0.13	0.25
Ca	1.00	0.97	0.91	0.97	0.87	0.98	0.94	1.00			0.63	0.63	0.63
Na											0.04	0.13	0.08
K												0.01	<0.01
F											0.28	0.27	0.28
Cl												<0.01	<0.01
C	4.00	3.99	4.02	3.99	4.02	3.98	4.00	4.00			3.81	3.85	3.83
O	12.00	11.97	12.07	11.97	12.07	11.94	12.01	12.00			11.44	11.56	11.50

Примечания к таблице: [1] – наши данные (1, 2, 3, 4, 5 – исходные анализы), [2] – данные Walter et al, 2013; [3] – данные *Comin-Chiaramonti* et al, 2016; пустые ячейки – содержания элемента ниже порога обнаружения; n – число анализов для каждого источника; $\bar{X}\bar{X}$, Min, Max – среднее, минимальное и максимальное значение для группы анализов.

Химический состав. Химический состав гальгенбергита-(Ce) достаточно постоянен (табл. 1). Содержания главных элементов варьируют в следующих пределах (масс. %): CaO 7.56–8.59 (в среднем 8.14), Ce_2O_3 24.13–28.53 (в среднем 26.69). Основные примесные компоненты (масс. %)

– Nd_2O_3 12.11–15.01 (в среднем 13.60), La_2O_3 4.67–6.28 (в среднем 5.62), Pr_2O_3 2.77–3.38 (в среднем 3.04), Sm_2O_3 1.36–2.31 (в среднем 1.79), SrO 0.67–1.30 (в среднем 0.91). В единичных случая отмечены Y_2O_3 – до 1.11 масс. % и Gd_2O_3 – до 0.74 масс. %. Расчётные содержания углерода и воды составляют (масс. %): $CO_{2\ calc*}$ 26.88–27.40 (в среднем 27.19), $H_2O_{\ calc*}$ 2.78–2.86 (в среднем 2.81). Расчетное соотношение $\sum(REE+Y)/\sum(Ca+Ba)$, позволившее диагностировать минерал именно как гальгнебергит-(Ce), всегда близко или равняется 2. Рассчитанная по средним содержаниям элементов на 3 единицы катионов эмпирическая формула минерала имеет вид: $(Ca_{0.94}Sr_{0.06})_{\mathbf{1.00}}(Ce_{1.05}Nd_{0.52}La_{0.22}Pr_{0.12}Sm_{0.07}Gd_{0.01}Y_{0.01})_{\mathbf{2.00}}(CO_3)_{\mathbf{4.00}} \cdot H_2O$. Полученные данные хорошо согласуются по стехиометрии с теоретической формулой гальгенбергита-(Ce).

Полученные нами данные близки к теоретическому составу, а также составу минерала из Австрии. Основное отличие заключается в незначительной примеси стронция в составе образца из массива Кондёр. В то же время, составы гальгнебрегита-(Ce) из Парагвая отличаются существенной примесью стронция – до 0.38 формульных коэффициентов.

По содержанию РЗЭ исследуемый минерал схож с образцом из туннеля Гальгенберг. Основное их отличие заключается в соотношении Nd/La, которое выше в образце из Кондёрского массива (2.34 против 1), а также незначительной примеси самария, гадолиния и иттрия, присутствующей в нем. При этом образец из Серро Боггиани отличается принципиально иным соотношением REE – содержание лантана несколько выше содержания церия, остальные элементы присутствуют в незначительном количестве. Это дает формальный повод отнести данный минерал к La-доминантной разновидности гальгенбергита-(Ce). В то же время, состав полученный авторами (Comin-Chiaramonti et al., 2016) отличается большим количеством других примесей, таких как Al, Th, U, Fe, Mn, Na, K, а также F и Cl, что может свидетельствовать о некоторой ошибке анализа. Данное предположение объясняет заниженные содержания углерода в расчетной формуле минерала – 3.83 ф.к.

Заключение

Кондёрский массив – седьмое известное проявление гальгенбергита-(Ce) в мире и третье – на территории России. При этом различные находки минерала сделаны в контрастных по минералого-петрографическим характеристикам объектах, что свидетельствует об отсутствии приуроченности минерала к какому-либо определённому типу материнских горных пород. Обнаруженный нами карбонат по химическому составу близок к образцу из типового проявления – туннеля Гальгенберг (Австрия).

Морфология и минеральная ассоциация гальгенбергита-(Ce) указывают на его принадлежность к поздним этапам формирования пород. Это подтверждает выводы, полученные в предшествующих нашему исследованиях (Hollerer, 1998; Lindh, 2012; Comin-Chiaramonti et al., 2016; Kaulina et al., 2018). При этом источником вещества для формирования исследуемого карбоната, вероятно, послужило разрушение гидратированного карбонатсодержащего аналога манганоэвдиалита под воздействием низкотемпературных гидротермальных растворов.

Благодарности

Авторы выражают благодарность сотрудникам кафедры минералогии СПбГУ, в частности профессору А.И. Брусницыну за ценные рекомендации и комментарии к данной работе, а также сотрудникам РЦ СПбГУ «Геомодель» Н.С. Власенко и В.В. Шиловских за помощь в анализе химических составов минералов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №19-35-90067. Исследования выполнены с использованием аналитических возможностей ресурсных центров Санкт-Петербургского государственного университета «Геомодель», «Рентгенодифракционные методы исследования».

Литература

1. Булах А.Г., Золотарёв А.А., Кривовичев В.Г. Структура, изоморфизм, формулы, классификация минералов СПб. Изд-во: С.-Петерб. ун-та. 2014. 133 с.

2. Гурович В.Г., Емельяненко Е.П., Землянухин В.Н., Каретников А.С., Квасов А.И., Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Мочалов А.Г., Приходько В.С., Степашко А.А. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М. Изд-во: Наука. 1994. 176 с.
3. Осипов А.С., Антонов А.А., Паникоровский Т.Л., Золотарёв-мл. А.А. Гидратированный карбонатсодержащий аналог манганоэвдиалита из щелочных пород Кондёрского массива,Хабаровский край // Записки РМО. 2017. Т. 146. №. 4. С. 78–93.
4. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. Ред. И.Я. Некрасов и Н.П. Лаверов. М. Изд-во: Наука. 1994. 381 с.
5. Осипов А.С., Антонов А.А., Бочаров В.Н., Власенко Н.С. Стронадельфит из щелочных пород Кондёрского массива (Хабаровский край) // Записки РМО. 2021. Т. 152. №. 2.
6. Ayupova N.R., Maslennikov V.V., Filippova K.A. REE Geochemistry and Mineralogy in Ores of the Talgan Cu–Zn Massive Sulfide Deposit, Southern Urals // Doklady Earth Sciences. 2019. V. 487/2. P. 973–975. DOI:10.1134/S1028334X19080233.
7. Comin-Chiaramonti P., Renzulli A., Ridolfi F., Gaston E.R. Enrich G. E.R., Gomes C.B., De Min A., Azzone R.G., Ruberti E. Late-stage magmatic to deuteric/metasomatic accessory minerals from the Cerro Boggiani agpaitic complex (Alto Paraguay Alkaline Province) // Journal of South American Earth Sciences. 2016. V. 71. P. 248–261. DOI:10.1016/j.jsames.2016.08.003.
8. Hollerer, C.E. $Ca(REE)_2(CO_3)_4 \cdot H_2O$, a new mineral from Steiermark, Austria // Mitteilungen der Österreichschen Mineralogischen Gesellschaft. 1998. V. 143. P. 200–201.
9. Huston D.L., Maas R., Cross A.J., Hussey K.J., Mernagh T.P., Fraser G., Champion D.C. The Nolans Bore rare-earth element-phosphorus-uranium mineral system: geology, origin and post-depositional modifications // Miner Deposita. 2016. V. 51. P. 797–822. DOI:10.1007/s00126-015-0631-y.
10. Kaulina T.V., Kalinin A.A., Il'chenko V.L., Gannibal M.A., Avedisyan A.A., Elizarov D.V., Nerovich L.I., Nitkina E.A. Age and Formation Conditions of U Mineralization in the Litsa Area and the Salla-Kuolajarvi Zone (Kola Region, Russia) // Minerals. 2018. V. 563. N. 8. DOI:10.3390/min8120563.
11. Lindh A., Minute-sized crystals of HFSE minerals in evolved, fluorite-bearing granite, an example from the Sorvik granite, central Sweden // A Scandinavian Journal of Earth Sciences. 2012. V. 134. P. 283–294. DOI:10.1080/11035897.2012.755707.
12. Osipov A.S., Antonov A.A., Panikorovskii T.L., Zolotarevjr A.A. Hydrated CO_3-Bearing Analog of Manganoeudialyte from Alkali Pegmatites of the Konder Pluton, Khabarovsk Krai. Zapiski RMO. 2017. V. 126. N. 4. P. 78–93 (in Russian, English translation: Geol. Ore Deposits. 2018. V. 60. N.8. P. 1–10). DOI:10.1134/S1075701518080056.
13. Walter F., Bojar H.-P., Hollerer C.E., Mereiter K. The crystal structure of galgenbergite-(Ce), $CaCe_2(CO_3)_4 \cdot H_2O$ // Miner. Petrol. 2013. V. 107. P. 189–199. DOI:10.1007/s00710-012-0246-2.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 332–337

Об источниках магм для пород потуданского и павловского комплексов в Волго-Донском орогене (Воронежский кристаллический массив)

Петракова М.Е. [1, 2], **Анисимов Р.Л.** [1], **Балтыбаев Ш.К.** [1]
[1] *ИГГД РАН, Санкт-Петербург, maribya@mail.ru*
[2] *Воронежский государственный университет, Воронеж*

Аннотация. Рассмотрены палеопротерозойские гранитоиды известково-щелочной и субщелочной серий павловского и потуданского магматических комплексов близкого возраста (2060–2077 млн. лет). Они имеют разные тренды эволюции состава магм при схожих спектрах распределения REE и близких значениях eNd (до –4). Термодинамическое моделирование FC и AFC-процессов с применением пакета Magma Chamber Simulator на основе петрохимических данных показывает, что для пород павловского комплекса источником магм мог быть протолит с MORB-характеристиками, а для потуданского – с признаками OIB. Некоторые особенности трендов эволюции составов могут быть результатом плавления модифицированного материала мантии.
Ключевые слова: Палеопротерозойские гранитоиды, Magma Chamber Simulator, OIB, MORB источник.

Mantle sources of the Pavlovsk and Potudan complexes in the Volgo-Don orogen (Voronezh Crystalline massif)

Petrakova M.E. [1, 2], **Anisimov R.L.** [1], **Baltybaev Sh.K.** [1]
[1] *IPGG RAS, Saint-Petersburg, maribya@mail.ru*
[2] *Voronezh State University, Voronezh*

Annotation. The Paleoproterozoic granitoids of the calc-alkaline and subalkaline series of the Pavlovsk and Potudan magmatic complexes emplaced closely in time (2060–2077 Ma) are considered. They have different evolution trends of magma composition, despite of their similar REE distribution and eNd characteristics (up to –4). The thermodynamic modeling of FC and AFC processes, using Magma Chamber Simulator package, based on the petrochemical data indicates that mantle source of Pavlovsk granitoid suite affinities to the MORB-type protolith, and a source of Potudan suite correlate with the OIB-type. The specific evolution's trend of compositions can be explained by melting of a modified mantle.
Keywords: Paleoproterozoic granitoids, Magma Chamber Simulator, OIB, MORB, source.

Введение

Магматические породы павловского и потуданского интрузивных комплексов расположены в Донском террейне Волго-Донского орогена (ДТ ВДО) (рис. 1). Они формировались 2050-2078 млн. лет назад, в постколлизионной обстановке в результате столкновения двух архейский сегментов – Сарматии и Волго-Уралии (Щипанский, 2007; Бибикова и др., 2009; Terentiev at al, 2020).

Породы потуданского комплекса дифференцированы от кварцевого монцогаббро до гранодиорита (SiO_2 – 51-63 мас. %), а павловского – от кварцевого монцогаббродиорита до гранита (SiO_2 – 56-77 мас. %); характеризуются схожим порядком кристаллизации минералов (Петракова и Терентьев, 2018).

Все породы являются метаглиноземистыми, относятся к известково-щелочной, щелочно-известковой серии, обогащены LILE, имеют схожие eNd (до – 4) (Terentiev at al, 2020; Петракова и др., 2020). Некоторые различия пород в том, что потуданские являются железистыми, субщелочными, в отличие от павловских – магнезиальных и известково-щелочных. Эта особенность выражается в разных трендах эволюции павловской и потуданской магм (рис. 2, а).

Несмотря на геологическую, геохимическую и изотопно-геохимическую изученность пород двух комплексов, неясным остается вопрос о возможных источниках их магм. Предполагается, что источниками могли послужить: 1) метасоматизированная мантия; 2) литосферная мантия, контаминированная продуктами верхней коры; 3) примитивная мантия с характеристиками OIB (Щипанский и др., 2007; Terentiev et al., 2016; Terentiev at al, 2020).

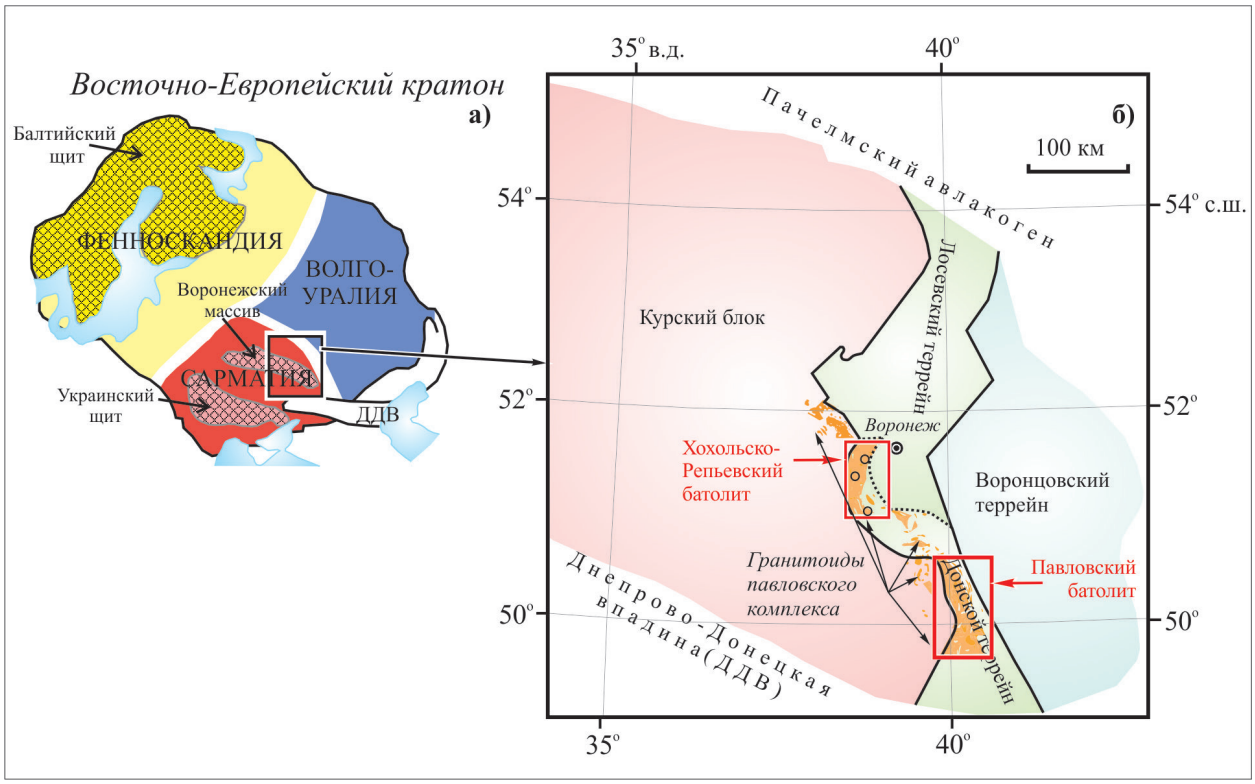


Рис. 1. а) Схема расположения Воронежского кристаллического массива (ВКМ) в пределах Восточно-Европейского кратона, б) Схема районирования докембрийского фундамента ВКМ, кроме павловского комплекса, черными кружочками показаны породы потуданского комплекса в ХРБ (вне масштаба).

Fig. 1. a) Schematic map of the Voronezh Crystalline Massif (VCM) in the East-European Craton, b) A structural scheme of the Precambrian basement of the VCM, the rocks of the Pavlovsk complex are shown and rocks of Potudan complex are pointed by black circles in HRB suite (not in scale).

В связи с альтернативным и дискуссионным характером этих предположений, на что указывают и сами вышеперечисленные авторы, мы попытались подойти к определению возможных родоначальных расплавов для двух комплексов, используя термодинамическое моделирование фракционной кристаллизации (FC) с возможной ассимиляцией боковых пород (AFC) для ряда гипотетических составов расплавов. Для этой цели применили пакет Magma Chamber Simulator (MCS), который реализует алгоритм расчета, применяемый в MELTS (Ghiorso , Sack, 1995; Asimov, Ghiorso, 1998).

Краткая геологическая характеристика изученных пород

Коллизия Сарматского и Волго-Уральского сегментов (рис. 1 а) привела к масштабной магматической активности и формированию гранитоидов павловского комплекса – самого распространенного в регионе. Он представлен двумя крупными батолитами Павловским и Хохольско-Репьевским (~2000 км^2 каждый), на юге и севере ДТ ВДО и серией разобщенных массивов в центральной части ДТ и в архейском блоке Сарматии (рис. 1 б). Потуданский комплекс представлен штоками небольшого размера (до 15 км^2) в Хохольско-Репьевском батолите (ХРБ) павловского комплекса.

Павловский и потуданский комплексы сопряжены в пространстве и имеют практически идентичный U-Pb возраст по циркон: 2061±5 млн. лет для потуданских гранитоидов (Петракова и др., 2020) и 2077±3 млн. лет для павловских (Бибикова и др., 2009; Terentiev et al., 2020), что подтверждает их принадлежность к одному тектоно-магматическому событию.

Геохимическая и изотопно-геохимическая характеристика пород

Для пород характерен низкорадиогенный изотопный состав Nd. Для гранитоидов павловского комплекса εNd от 0.3 до – 4.2, TNd(DM$_1$) = 2.4-2.7 млрд. лет (Terentiev at al, 2020). Для кварцевых монцогаббро–диоритов плутона Потудань εNd от –1.7 до –3.7, а TNd(DM$_2$) = 2.6–2.8 млрд. лет

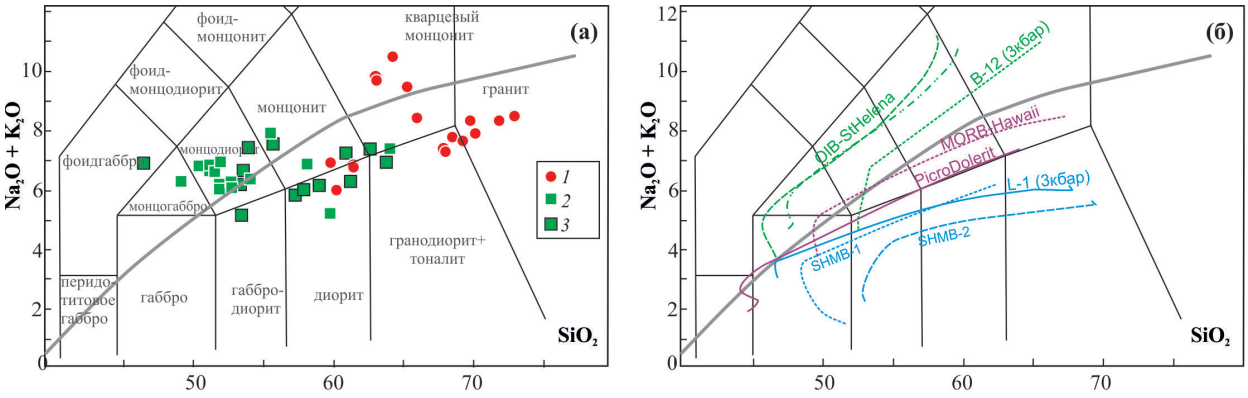


Рис. 2. а) TAS- диаграмма (Midllemost, 1984) для пород павловского и потуданского комплексов, цифрами на рисунке показаны: 1 – павловские гранитоиды, 2 – породы плутона Потудань, 3 – сателлиты потуданского комплекса в ХРБ; б) эволюционные тренды гипотетических источников, характеристика которых дана в тексте.

Fig. 2. a) TAS-diagram (Midllemost, 1984) for rocks of potudan and pavlovsk complex, the figures in the diagram: 1 – Pavlovsk type of granitoids, 2 – Potudan pluton rocks, 3 – satellite of potudan complex in HRB; b) the evolution's trends of the hypothetical sources, which are described in the text .

($TNd(DM_1)$ = 2.7 млрд. лет). Рассчитанные модельные возрасты по Nd на 700–800 млн лет древнее U-Pb возраста цирконов из этих пород и свидетельствуют об общности их источника, имевшего коровую предысторию.

Спектры распределения REE в породах обоих комплексов демонстрируют сильное обогащение LREE относительно HREE и LILE относительно HFSE, сопровождаемое отрицательными аномалиями Eu, Nb и Sr. Это означает, что в процессе становления массивов существенную роль сыграла фракционная кристаллизация из LILE обогащенного расплава, при этом роль коровой контаминации оказалась незначительной.

Моделирование FC и AFC процессов и критерии отбора образцов для расчета

Термодинамическое моделирование выполнено с применением программы MCS (Bohrson et al., 2014), которая позволяет изучить FC и AFC процессы в многокомпонентно-многофазной системе на основе расчетного ядра «семейства» MELTS (Ghiorso, Sack, 1995; Asimov, Ghiorso, 1998). На основе минимизации свободной энергии Гиббса расчеты выявляют порядок кристаллизации минералов из расплава, их пропорции, составы с учетом изменяющихся *P-T* параметров и разных кислородных буферов. Для нашего исследования выбрана версия rhyolite-MELTS 1.1.0, оптимизированная для высококремнистых составов с присутствием кварца, двух полевых шпатов и H_2O.

Для моделирования FC процесса подбирались параметры близкие к рассчитанным по геотермобарометрам сосуществующих минералов. Температуры ликвидуса подбирались с учетом рассчитанных по Cpx-melt геотермометру (Putirka, 2008): 1200°C, давление при кристаллизации массивов выбрано 3 кбар по «Al-in-Amf» геобарометру (Anderson, Smith, 1995), для более ранней эволюции расплава 6 кбар. Фугитивность системы QFM определена на основе результатов ильменит-магнетитового фугометра (для потуданских пород) по (Anderson, Lindsley, 1985). Содержания воды в системе оценивалось методом подбора для достижения наилучшего совпадения природных и расчетных трендов, ассоциаций и составов минералов. Для этого были протестированы варианты с содержанием H_2O от 0.5 до 6 %.

Рассматривались следующие альтернативные источники магм: (1) источник с возможным составом лосевских вулканитов; (2) источник с возможным составом вулканитов Байгоровского ареала; (3) источник с возможным составом SHMB (высококремнистые, высокомагнезиальные базальты); (4) источник MORB-типа; (5) источник OIB-типа. Их составы представлены в таблице 1.

Вулканит Лосевского террейна взят с учетом предшествующих исследований (Терентьев и Савко, 2017). Выбранный толеитовый базальт 0182/725 (L-1) имееет самые низкие содержания

SiO_2, высокие содержания щелочей и железа, U-Pb возраст 2120±9 млн. лет, eNd +2.7 – +3.6 и T(DM)=2.2–2.4 млрд. лет (Terentiev et al., 2017).

Таблица 1. Содержания петрогенных оксидов (мас. %)
в выбранных гипотетических мантийных источниках.

Table 1. Contents of petrogenic oxides (wt. %) of selected hypothetical mantle sources.

Оксиды	Вулканиты Лосевского террейна		Пилбара		Базальты OIB-типа		Базальты MORB-типа	
	L-1	Б-12	SHMB-1	SHMB-2	St. Helena	Gough	Picro-dolerit	Hawaii
SiO_2	43.70	51.15	51.48	53.08	45.5	47.73	44.93	49.59
TiO_2	1.86	0.63	0.39	0.63	2.8	3.3	1.02	2.11
Al_2O_3	13.90	17.6	9.93	12.88	13.54	15.53	13.77	14.21
Fe_2O_3(общ)	18.0	10.2	10.63	10.95	11.1	10.67	1.17	4.14
FeO				0.18			13.37	8.34
MnO	0.287	0.128	0.23	9.64	0.11	0.14	0.23	0.19
MgO	4.57	5.91	16.5	10.67	10.4	8.37	14.7	6.46
CaO	8.55	7.18	9.06	1.88	10.69	8.71	8.34	9.81
Na_2O	2.67	3.1	0.98	0.36	2.52	2.89	1.3	2.97
K_2O	0.127	1.37	0.34	0.06	0.84	1.7	0.59	0.77
P_2O_5	0.191	0.11	0.04	53.08	0.43	0.66	–	0.56
Источник	Щипанский и др., 2007	Терентьев и др., 2016	Sun et al.,1989		Sun & McDonough, 1989		Богатиков и др., 1987	

Вулканит Байгоровского ареала Лосевского террейна – клинопироксен-плагиоклазовый базальт Б-12/257.5. U-Pb возраст 2047±17 млн. лет (Terentiev et al., 2016), что отвечает постколлизионному этапу и близко возрасту кристаллизации пород потуданского комплекса. Данный вулканит рассматривается как возможный вулканический аналог потуданских гранитоидов.

SHMB, для которых характерно высокие содержания MgO и SiO_2, а также обогащение LREE, K, Rb, Zr и обеднение Nb, Ta и Ti, ассоциируются как архейские аналоги бонинитов. Выбран образец 331/337 (SHMB-1) и 331/477 (SHMB-2) из вулканитов архейского кратона Пилбара.

В качестве источника MORB-типа взяты составы образцов с высокими содержания MgO пикродолерита (Норильск) и базальта (Hawaii) по (Богатиков и др.,1987).

Два состава щелочных базальтов OIB-типа с островов *St Helena и Gough* с характеристиками eNd около +5, из обогащенных матийных источников.

Учитывая изотопные Nd характеристики и модельные возрасты исследуемых образцов ХРБ и то, что породы батолита граничат с архейскими образования Курского блока, в качестве возможного контаминанта (при AFC) был взят состав ТТГ гнейса архейского обоянского комплекса: SiO_2 (70.67), Al_2O_3 (14.93), FeO_{tot} (3.20), MgO (0.88), CaO (2.54), Na_2O (4.39), K_2O (2.84) по (Щипанский и др., 2007).

Обсуждение результатов моделирования

Из восьми протестированных нами составов наиболее адекватно воспроизводят тренд реальных составов потуданских пород источники с геохимическими свойствами OIB (рис. 2а, б.), сюда же можно отнести вулканит из Байгоровского ареала Лосевского террейна. Для пород павловского комплекса в качестве возможного источника можно рассматривать составы, отвечающие пикродолеритам и базальтам MORB-типа, а также менее щелочной лосевский вулканит (L-1) (рис. 2б).

Высококремнистые и высокомагнезиальные базальты не воспроизводят тренды пород, характерные для двух рассматриваемых комплексов.

Отрицательные аномалии Nb, Ti, P как в породах потуданского комплекса, так и павловского с одной стороны, и обогащенность LILE и LREE с другой, характерно для субдукционных обста-

новок (Pearce, 1983). Напротив, невысокие значения Y/Nb и Yb/Ta в кварцевых монцогаббро–монцодиоритах потуданского комплекса, свидетельствуют о том, что магмы выплавлялись из мантии с OIB геохимическими характеристиками (Eby, 2006). Магнезиальные гранитоиды павловского комплекса сравнивались с архейскими санукитоидами и индийскими Closepet-гранитами (Терентьев и Савко, 2017), для которых предполагается высокомагнезиальный мантийный источник. Для павловских гранитоидов моделирование Sm-Nd системы (Терентьев и Савко, 2017) с мантийным источником, отвечающим составу лосевских вулканитов (Щипанский и др., 2007) и коровым компонентом, определенным как средний состав гнейсов донской серии и обоянского комплекса, показало, что магмы павловского комплекса могли образоваться из смешенного корового-мантийного источника.

При моделированнии AFC-процесса существенного изменения в наклоне кривой тренда не выявлено. Это говорит о том, что контаминация расплава породами архейских ТТГ-гнейсов в верхнекоровых условиях не повлияла на эволюцию составов потуданской и павловской магм на ранних этапах кристаллизации.

Выводы

Посттектонические гранитоиды раннего протерозоя ВДО имеют схожие геохимические характеристики и предполагают участие вещества коры при их генезисе. Возможны несколько источников магм и наиболее вероятными из них могут быть те, которые имеют характеристики OIB или MORB. Но не исключается, что первичные расплавы могли иметь составы в разной степени подщелоченной литосферной мантии и эволюция составов расплавов отражает плавление модифицированного материала мантии.

Работа выполнена при поддержке темы НИР ИГГД РАН № FMUW-2019-0003 Минобрнауки России.

Литература

1. Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В., Попова Л.П., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Глущенко В.В. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 3–16.
2. Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В. Средние химические составы магматических горных пород. Справочник. М. Изд-во: Недра. 1987. 153 с.
3. Петракова М.Е., Терентьев Р.А. Петрографические и минералогические признаки взаимодействия гранитоидных и габброидных магм плутона Потудань, Воронежский кристаллический массив // Вестник ВГУ. Серия Геология. 2018. № 1. С. 32–45.
4. Петракова М.Е., Юрченко А.В., Балтыбаев Ш.К., Савко К.А. Геохимические и изотопно-геохимические особенности постколлизионных магматических пород потуданского типа в Восточной Сарматии. // Всероссийская конференция с международным участием, посвященная 90-летию ИГЕМ РАН «Породо-, минерало- и рудообразование: Достижения и перспективы исследований»; 23–27 ноября 2020. ИГЭМ РАН Москва. 2020.
5. Терентьев Р.А., Савко К.А. Минеральная термобарометрия и геохимия палеопротерозойских магнезиально-калиевых гранитоидов Павловского плутона, Восточно-Европейский кратон // Вестник ВГУ. Серия Геология. № 3. 2017. С. 34–45.
6. Терентьев Р.А., Савко К.А., Стрик Ю.Н. Палеопротерозойские андезиты восточной части Воронежского кристаллического массива (Восточно-Сарматский ороген): геохимия и петрогенезис // Вестник ВГУ. Серия Геология. № 1. 2016. С. 66–75.
7. Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.
8. Andersen D.J., Lindsley D.H. New (and final!) models for the Ti-magnetite/ ilmenite geothermometer and oxygen barometer // Abstract AGU, Spring Meeting Eos Transactions. American Geophysical Union 66. V. 18. 1985. 416 p.
9. Anderson J.L., Smith D.R. The effects of temperature and fO2 on the Al-in-hornblende barometer // Am. Mineral. V. 80. 1995. P. 549–559.
10. Asimow P.D, Ghiorso M.S. Algorithmic Modifications Extending MELTS to Calculate Subsolidus Phase Relations // American Mineralogist V. 83. 1998. P. 1127–1131.
11. 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 // J Petrol., 55. 2014. P. 1685–1717. https://doi.org/10.1093/petrology/egu036.

12. Eby G.N. Distinctions between A-type granites and petrogenetic pathways Dall'Agnol, R., et al. ed. In: Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amozonian Craton, Abstract Volume and Field Trips Guide. Belem. 2006.
13. 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 // Contrib Mineral Petrol. 119. 1995. P. 197–212. https://doi.org/10.1007/bf00307281.
14. Middlemost, E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth Science Reviews. V. 37. 1994. P. 215–224.
15. Pearce J.A. Role of the Sub-Continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins. Cheshire, Shiva Publications, Nantwich. 1983. P. 230–249.
16. Putirka K. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems / Tepley F. (eds.) // Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Soc. Am. V. 69. 2008. P. 61–120.
17. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society London Special Publications. 42. 1989. P. 313–345.
18. Sun S.S., Nesbitt R.W., McCulloch M.T. Geochemistry and petrogenesis of Archaean and early Proterozoic siliceous high-magnesian basalts. Boninites and Related Rocks. Unwin Hyman. 1989. P. 148–173.
19. Terentiev R. A., Savko K. A., Santosh M. Paleoproterozoic crustal evolution in the East Sarmatian Orogen: petrology, geochemistry, Sr-Nd isotopes and zircon U-Pb geochronology of andesites from the Voronezh massif, Western Russia // Lithos. V. 246–247. 2016. P. 61–80.
20. Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M. Paleoproterozoic evolution of the arc-back-arc system in the East Sarmatian Orogen (East European Craton): zircon SHRIMP geochronology and geochemistry of the Losevo Volcanic suite // American Journal of Science. V. 317. 2017. P. 707–753. DOI: 10.2475/06.2017.03.
21. Terentiev R.A., Savko K.A., Petrakova M.E., Santosh M., Korish E.H. Paleoproterozoic granitoids of the Don terrane, East-Sarmatian Orogen: age, magma source and tectonic implications // Precambrian Research. 2020. V. 346. P. 1–24. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105790.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 338–341

Перспективы золотоносности Северо-востока России по оценке геохимической специализации рудовмещающих структур

Пилицын А.Г. [1], **Волков А.В.** [2]

[1] *Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов РАН, Москва, allexpil@yandex.ru*

[2] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, tma2105@mail.ru*

Аннотация. Проведена интерпретация сводной базы геохимических данных потоков рассеяния м-ба 1:200 000 и 1:1 000 000 Северо-востока России. Основываясь на мультипликативном показателеAu*Ag*As, выделены перспективные золотоносные зоны глобального ранга в пределах внешней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Для рудовмещающих структур золотоносных зон определена геохимическая специализация по показателю Au/Ag. Сделан вывод о преобладающей Au–Ag специализации территории Северо-востока России и о его высокой перспективности на обнаружение новых золоторудных объектов. Даны рекомендации по постановке поисковых работ.

Ключевые слова: Северо-восток России, ОЧВП, перспективы золотоносности, региональная геохимия.

Prospects for gold content in the North-East of Russia according to the assessment of the geochemical specialization of the ore-bearing structures

Pilitsyn A.G. [1], **Volkov A.V.** [2]

[1] *Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystal Chemistry of Rare Elements RAS, Moscow, allexpil@yandex.ru*

[2] *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, tma2105@mail.ru*

Abstract. Interpretation of the geochemical data consolidated base of dispersion trains of scale 1: 200,000 and 1: 1 000 000 in the North-East of Russia has been carried out.Based on the multiplicative indicator Au*Ag*As, promising gold-bearing zones of a global rank have been identified within the outer zone of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt (OChVB).For the ore-bearing structures of the gold-bearing zones, geochemical specialization has been determined in terms of Au/Ag. The conclusion is made about the prevailing Au-Ag specialization of the territory of the North-East of Russia and about its high prospects for the discovery of the new gold-ore objects. Recommendations for prospecting works are given.

Key words: North-East of Russia, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, prospects of gold content, regional geochemistry.

На Северо-востоке России в Магаданской области разведано более 2000 т или 14 % российских запасов золота, еще почти 5 % российских запасов содержится в месторождениях Чукотского АО. Вместе с тем, большая часть территории Северо-востока, в связи с удаленностью и труднодоступностью изучена весьма слабо. Поэтому направление дальнейших среднемасштабных поисковых работ на золото – весьма актуальная задача на сегодняшний день.

Сводное и обзорное геохимическое картирование – основной инструмент локализации перспективных площадей для постановки среднемасштабных поисковых работ на различные виды полезных ископаемых. Основная задача такого картирования, это структурирование геохимического поля с выделением геохимических зон и районов, связанных с глобальными рудообразующими процессами.

Современные программные средства рассчитаны на обработку практически неограниченных массивов геохимических данных и позволяют проводить интерпретацию в сводном масштабе без использования генерализации, напрямую по моно- и полиэлементным геохимическим картам на

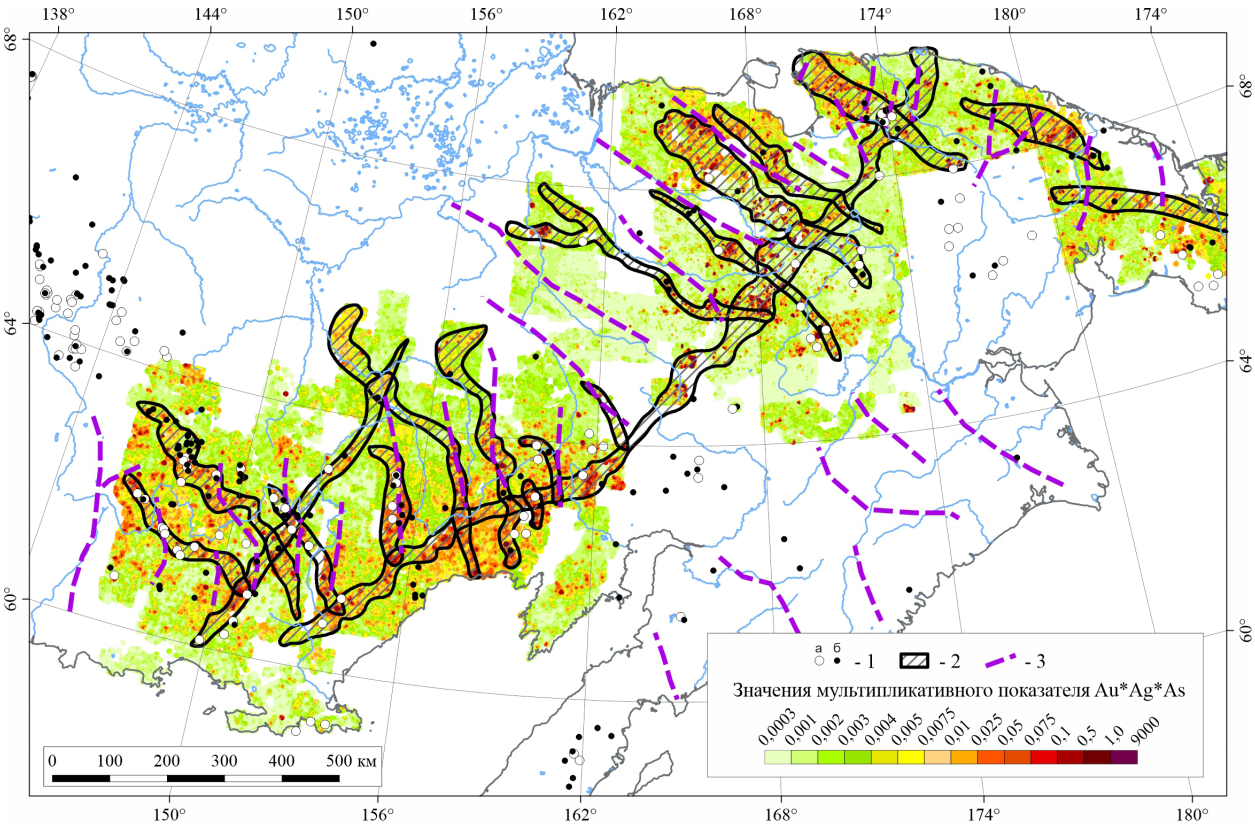


Рис. 1. Геохимические золотоносные зоны на схеме распределения мультипликативного показателя Au*Ag*As. 1 – месторождения (а) и проявления (б) золота; 2 – перспективные геохимические золотоносные зоны; 3 – оси зон ТМА (по Волков А.В., 2005).

Fig. 1. Geochemical gold-bearing zones on the scheme of distribution of the multiplicative indicator Au*Ag*As. 1 – Deposits (a) and manifestations (б) of gold; 2 – promising geochemical gold-bearing zones; 3 – axes of TMA zones.

большие территории, что позволяет установить пространственные закономерности геохимических полей связанными с глобальными рудообразующими процессами.

На территории Северо-востока России проведено обобщение архивных данных геохимической съемки по потокам рассеяния 1:200 000 – 1:1 000 000 масштаба, которые были сведены в единую сводную базу данных (СБД). Основной объем геохимических исследований пришелся на 70-е и 80-е годы, когда полистно проводилась геохимическая съемка по потокам рассеяния м-ба 1:200 000 (~ 75 % всей территории). Всего для составления СБД использовано более 100 локальных полистных баз данных, которые суммарно включают 388 355 проб.

СБД состоит из результатов анализов (преимущественно ХС Au[1] и ПКСА[2]) на следующие компоненты: Au (100 % анализов от общей базы), Mn (100 %), Cu (100 %), Zn (100 %), Pb (100 %), Co (99 %), Ni (99 %), Sn (99 %), Mo (98 %), Be (97 %), Cr (97 %), As (97%), W (97%), V (96%), Bi (95 %), Ag (94 %), Ba (91 %), Hg (88 %), Ti (82 %), Ga (80 %), Sb (75 %), Li (73 %), Ge (73 %).

На рассматриваемой территории широко развиты объекты Au-Ag адуляр-кварцевого и Au-малосульфидного-кварцевого рудноформационных типов. Геохимические параметры в потоках рассеяния подобных объектов, по данным факторного анализа,представлены ассоциациями: для первого типа – Au, Ag, As, Cu, Zn, Pb, Mo, Sn, Bi, Hg; для второго – Au, As, Sb, W (Hg, Cu, Ag).

Минимально необходимая ассоциация для выделения золоторудных объектов большинства типов – мультипликативный показатель Au*Ag*As (рис. 1), который имеет на территории Северо-

[1] Химико-спектральный анализ на Au

[2] Полуколичественный спектральный анализ.

Востока довольно контрастный характер. В результате по этому показателю, выделена глобальная геохимическая зона северо-восточного простирания протяженностью 1500 км и шириной до 100 км в пределах внешней перивулканической зоны ОЧВП. Также хорошо локализованы по этому показателю зоны тектоно-магматической активизации (ТМА) (Волков, 2005). Пространственная корреляция показывает, что большинство Au-Agи Auместорождений лежит в границах выделенных зон, в том числе крупныеместорождения Купол и Майское.

Для геохимической специализации использовано отношение Au/Ag (Волков А.В. и др., 2013 г.), которое позволяет выделить: существенно Ag (меньше 1/250), Au–Ag (1/250–1/25), существенно Au (больше 1/25). Распределение показателяAu/Agрассчитывалось только для значимых проб, где концентрации Aии Ag выше фоновых значений (Au $C_{фон}$ – 0.003 г/т, Ag $C_{фон}$ – 0,5 г/т).

Получена зональная структура геохимического поля (рис. 2) распределения показателя Au/Ag. В пределах внешней зоны ОЧВП существенно сниженные значения Au/Ag от 1/250 до 1/8 (1/3), что отвечает Au–Ag и существенно Au (нижний порог) специализации. К периферии внешней зоны ОЧВП на северо-запад, а также во внутренней зоне ОЧВП, концентрация показателя Au/Ag значительно возрастает от 1/8 до > 1.2, что отвечает существенно Au специализации.

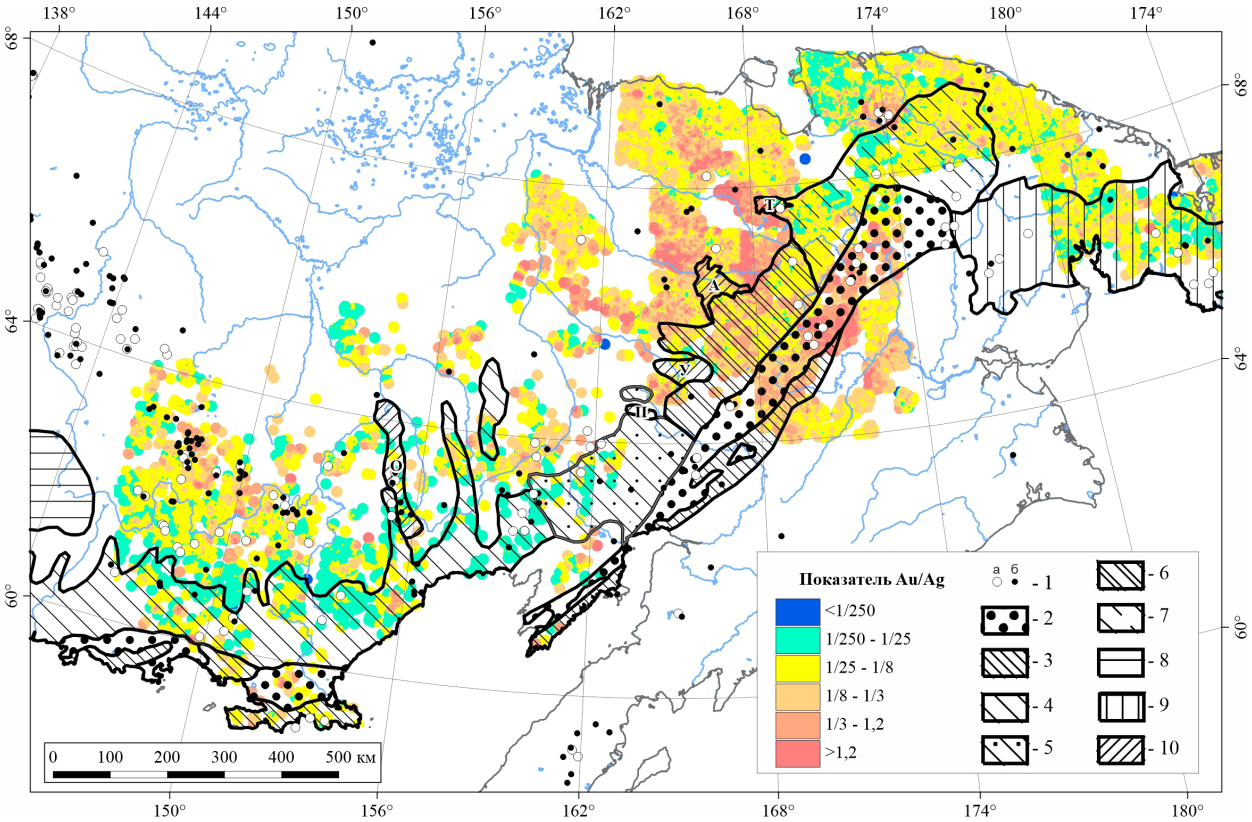


Рис. 2. Схема распределения показателя Au/Ag на схеме районирования ОЧВП.
1 – месторождения (а) и проявления (б) золота;2 – вулканиты внутренней зоны;3 – магматогенные поднятия; 4-7 – внешняя зона, секторы: 4 – Охотский; 5 – Пенжинский; 6 – Анадырский; 7 – Центрально-Чукотский; 8-9 – фланговые зоны: 8 – Западно-Охотская; 9 – Восточно-Чукотская; 10 – позднеорогенные структуры (конец баррема-начало альба) мезозоид: О – Омсукчанский грабен; П – Верхне-Пенжинская; У – Умкувеемская; А – Айнахкургенская; Т– Тытыльвеемская впадина.

Fig. 2. Scheme of distribution of the Au/Ag indicator on the scheme of regionalization of Okhotsk-Chukotka volcanic belt.
1 – deposits (a) and manifestations (б) of gold; 2 – volcanics of the inner zone; 3 – magmatogenic uplifts; 4-7 – outer zone, sectors: 4 – Okhotsk; 5 – Penzhinsky; 6 – Anadyr; 7 – Central Chukotka; 8-9 – flank zones: 8 – West Okhotsk; 9 – East Chukotka; 10 – late orogenic structures (end of the Barremian – beginning of the Albian) of the Mesozoic: O – Omsukchan graben; P – Verkhne-Penzhinskaya; U – Umkuveemskaya; A – Ainakhkurgen; T – Tytylveemskaya depression.

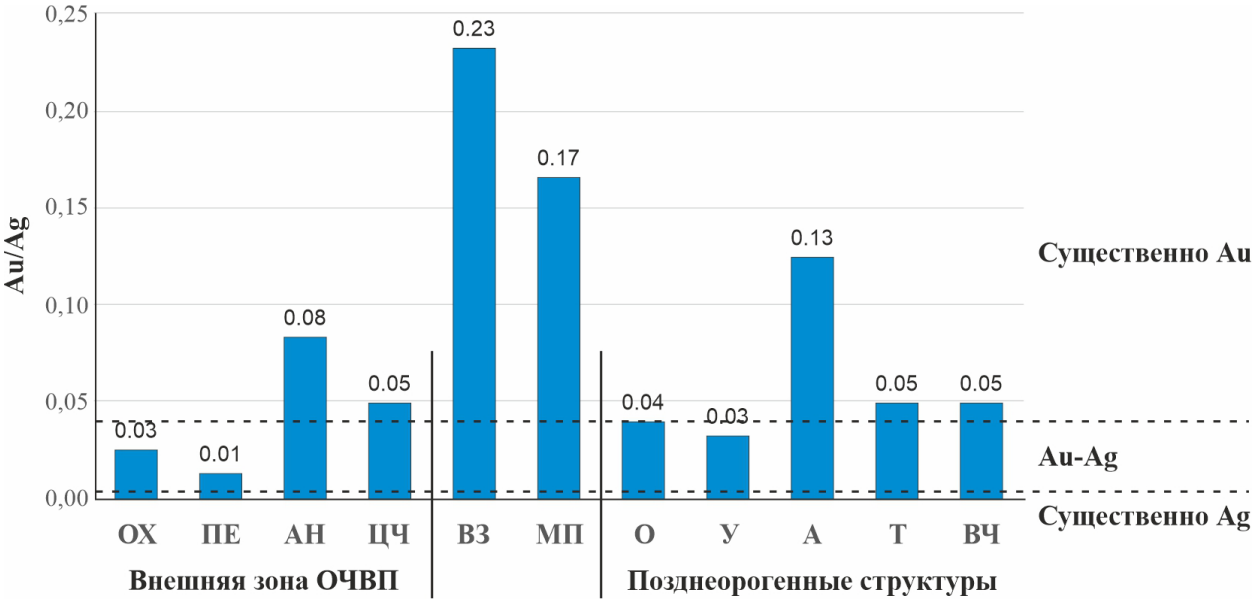


Рис. 3. Средние значения коэффициента Au/Ag, для структур ОЧВП.
Внешняя зона ОЧВП: ОХ – Охотский; ПЕ – Пенжинский; АН – Анадырский; ЦЧ – Центрально-Чукотский; ВЗ – вулканиты внутренней зоны; МП – магматогенные поднятия; позднеорогенные структуры мезозоид: О – Омсукчанский грабен; П – Верхне-Пенжинская; У – Умкувеемская; А – Айнахкургенская; Т – Тытыльвеемская впадина.

Fig. 3. Average values of the Au / Ag coefficient for OCVB structures.
Outer zone of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt: OX – Okhotsk; ПЕ – Penzhinsky; АН – Anadyr; ЦЧ – Central Chukotka; ВЗ – volcanic rocks of the inner zone; МП – magmatogenic uplifts; Late orogenic structures of the mesozoids: О – Omsukchan graben; П – Verkhne-Penzhinskaya; У – Umkuveemskaya; А – Ainakhkurgen; Т – Tytylveemskaya depression.

В пределах каждой структуры был рассчитан средний показатель отношения Au/Ag (рис. 3). Внешняя зона ОЧВП относится к Au–Ag типу от 0.01 до 0.08 (среднее – 0.04). Внутренняя зона имеет более высокий показатель Au/Ag – 0.23 и относится к Au типу. Для большинства остальных исследованных структур показатель Au/Ag не высокий от 0.013 до 0.05 (исключение Айнахкургенская структура – 0.13), что говорит о преобладающей Au–Ag специализации эпитермальных месторождений Северо-востока Россиии о его высокой перспективности на обнаружение новых золоторудных объектов.

Перспективные направления среднемасштабных геохимических работ связанны с неизученными территориями в контурах выделенных золоторудных зон, в пределах которых выделены 16 перспективных площадей для постановки поисковых работ. Отметим, что на границе Чукотского АО и Магаданской области остались не изученными листы Q-58-XXXI-XXXIV,а на продолжении Баимской зоны –листы Q-58-VII, VIII. Эти площади – первоочередные для проведения среднемасштабных геохимических работ.

Литература

1. Волков А.В., Чижова И.А., Алексеев В.Ю, Сидоров А.А. Вариации показателя Ag/Au эпитермальных месторождений // Доклады Академии наук. 2013. Т. 452. № 1. С. 75–79.
2. Волков А.В. Закономерности размещения и условия формирования золоторудных месторождений в зонах тектоно-магматической активизации Северо-Востока России // Геология рудных месторождений. Москва. 2005. 19 с. УДК: 553.411.2:553.261.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 342–346

Минералы Ba и Sr в породах Большетагнинского массива ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов (юг Сибирского кратона)

Савельева В.Б. [1], Базарова Е.П. [1], Хромова Е.А. [2], Данилова Ю.В. [1]
[1] Институт земной коры СО РАН, Иркутск, vsavel@crust.irk.ru
[2] Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, lena.khromova.00@mail.ru

Аннотация. Изучен химический состав минералов–концентраторов Sr и Ba в ийолит-мельтейгитах, уртите, нефелиновых и субщелочных сиенитах, кальцитовых карбонатитах и метасоматитах Большетагнинского массива. Наибольший интерес представляет присутствие в породах стрональсита, бурбанкита, гиалофана, цельзиана, киноситалита и генримейерита, указывающее на обогащенность исходного силикатно-карбонатного расплава Sr и Ba.

Ключевые слова: Большетагнинский массив, Сибирский кратон, стрональсит, гиалофан, цельзиан, киноситалит, генримейерит, бурбанкит.

Minerals Ba and Sr in the rocks of the Bol'shetagninsky massif of ultramafic-alkaline rocks and carbonatites (southern Siberian craton)

Savelyeva V.B. [1], Bazarova E.P. [1], Khromova E.A. [2], Danilova Yu.V. [1]
[1] Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, vsavel@crust.irk.ru
[2] Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, lena.khromova.00@mail.ru

Abstract. The chemical composition of Sr and Ba minerals in ijolite-melteigite, urtite, nepheline and subalkaline syenite, calcite carbonatite and metasomatite of the Bol'shetagninsky massif has been studied. Of greatest interest is the presence of stronalsite, burbankite, hyalophane, celsian, kinositalite, and henrimeyerite in the rocks, indicating the enrichment of the initial silicate-carbonate melt in Sr and Ba.

Key words: Bol'shetagninsky massif, Siberian craton, stronalsite, hyalophane, Celsian, kinositalite, henrimeyerite, burbankite.

Барий и стронций являются несовместимыми элементами, для которых характерна тенденция к накоплению в расплаве и солевых жидкостях (Соловова и др., 2009; Сук, 2003). Данное исследование направлено на изучение поведения этих элементов при формировании Большетагнинского ультраосновного-сиенитового с карбонатитами массива.

Большетагнинский массив находится на юго-западе Сибирской платформы и входит в состав зиминского комплекса с возрастом около 645 млн. лет (Ярмолюк и др., 2005). Массив залегает в отложениях верхнего протерозоя. Он имеет округлую форму диаметром около 4 км и зонально-кольцевое строение, обусловленное последовательным формированием ийолитов-мельтейгитов, нефелиновых и субщелочных сиенитов, пикритовых порфиритов и карбонатитов – кальцитовых и флюоритовых анкерит-кальцитовых (Фролов, Белов, 1999). Отличием Большетагнинского массива от других массивов зиминского комплекса является широкое участие в его составе субщелочных микроклиновых сиенитов, оказавших интенсивное метасоматическое воздействие на ранее закристаллизовавшиеся щелочные породы. Это выразилось в калишпатизации, вплоть до того, что щелочные породы образуют реликтовые блоки среди микроклиновых сиенитов. Микроклиновые сиениты часто брекчированы и гематитизированы. И щелочные породы, и субщелочные сиениты претерпели воздействие со стороны карбонатитового штока, выразившееся в карбонатизации и апатитизации; более поздний метасоматический процесс представлен биотитизацией.

Карбонатиты и щелочные породы массива характеризуются высоким содержанием Sr (ppm): карбонатиты 730-2400, ийолит-мельтейгиты 1900-2400, нефелиниты 1700-2900, уртит 1800, эгириновый сиенит 2200. В нефелиновых сиенитах содержание Sr ниже: 1200-1300 ppm, а в микро-

клиновых сиенитах 140-630 ppm. В микроклин- и биотит-апатитовых метасоматитах содержание Sr достигает 3500-3700 ppm, но в наиболее поздних кварц-гематитовых метасоматитах снижается до 31 ppm. Содержание Ba, в отличие от Sr, широко варьирует во всех разновидностях пород. В кальцитовых карбонатитах оно составляет (ppm) 72-140 и 5800, в ийолит-мельтейгитах 180-710 и 35800. В уртите, нефелинитах, нефелиновых и эгириновом сиенитах в целом содержание Ba выше, чем в ийолит-мельтейгитах, но также сильно варьирует: от 980 до 10800 ppm. Значительный разброс содержания Ba присущ микроклиновым сиенитам (380-3200 ppm) и биотитовым метасоматитам (350-4000 ppm), но в апатитовых метасоматитах содержание Ba низкое: 73-280 ppm.

Изучение химического состава минералов выполнено в Геологическом институте СО РАН, г. Улан-Удэ, на электронном сканирующем микроскопе «LEO-1430VP» (Carl Zeiss International) с энергодисперсионным анализатором «INCAEnergy 350» (Oxford Instruments Analytical Ltd.); аналитики Е.А. Хромова и Е.В. Ходырева.

Таблица 1. Минералы, содержащие Sr и Ba, в породах Большетагнинского массива.
Table 1. Minerals containing Sr and Ba in the rocks of the Bol'shetagninsky massif.

Минерал	1 (5)	2 (1)	3 (7)	4 (11)	5 (6)	6 (1)	7 (8)	8 (2)
Стрональсит $SrNa_2Al_4Si_4O_{16}$		----						
Стронциевый мусковит $(K,Sr)Al_2(Si_3Al)O_{10}(OH,F)_2$?			----					
Кричтонит $(Sr,La,Ce)(Ti,Fe^{3+},Mn)_{21}O_{38}$			----					
Пирохлор $(Ca, Na)_2Nb_2O_6(OH, F)$			----	----	----	----	----	----
Апатит $Ca_5(PO_4)_3(F,OH)$	----	----	----	----	----	----	----	----
Монацит-(Ce) $(Ce,La,Nd)PO_4$				----	----	----		
Кальцит $CaCO_3$	----	----	----	----	----	----	----	----
Бурбанкит $(Na,Ca)_3(Sr,Ba,Ce)_3(CO_3)_5$				----				
Стронцианит $SrCO_3$		----		----				
Бастнезит-(Ce-La) $(Ce,La)(CO_3)F$			----	----	----			----
Синхизит-(Ce) $Ca(Ce,La)(CO_3)_2F$			----	----	----			
Целестин $SrSO_4$	----			----				
Гиалофан $(K, Ba)AlSi_3O_8$	----		----					
Цельзиан $BaAl_2Si_2O_8$	----							
Бариевый биотит $(K,Ba)(Mg,Fe^{2+})_3(Al,Fe^{3+})Si_3O_{10}(OH,F)_2$	----		----					
Киноситалит $(Ba,K)(Mg,Mn,Al)_3Si_2Al_2O_{10}(OH)_2$		----						
Бариевый мусковит $(K,Ba)Al_2(Si_3Al)O_{10}(OH,F)_2$	----	----	----					
Генримейерит $BaFe^{2+}Ti_7O_{16}$		----	----					
Ba-пирохлор $(□,Ce,Ba)_2(Nb,Ti)_2O_6(OH,F)$				----				
Голландит $BaMn_8O_{16}$			----					
Баритокальцит $BaCa(CO_3)_2$		----		----				
Барит $BaSO_4$	----		----	----	----	----	----	

Примечание. 1 – мельтейгиты-ийолиты; 2 – уртит; 3 – нефелиниты и нефелиновые сиениты измененные; 4 – субщелочные сиениты брекчированные и замещаемые кальцитом и анкеритом; 5, 6 – карбонатиты: 5 – кальцитовые, 6 – анкеритовый; 7, 8 – метасоматиты: 7 – биотитовые, 8 – микроклин-апатитовые. В скобках – число проанализированных образцов.

Общераспространенными Sr-содержащими минералами являются кальцит и апатит. Содержание Sr в клинопироксене ниже пределов обнаружения. Кальцит из щелочных пород и карбонатитов содержит 0.45-2.84 % SrO. Более низкое содержание SrO (до 0.44 %) имеет кальцит из микро-

клиновых сиенитов, претерпевших карбонатизацию. Фторапатит характеризуется умеренным содержанием SrO: 0.56-1.88 %. Содержание SrO в монаците-(Ce) до 2.8 мас. %, бастнезит-(Ce-La) и синхизит-(Ce) содержат около 1 мас. % SrO.

Бурбанкит и стронцианит – редкие минералы. Бурбанкит (табл. 2) обнаружен среди кальцита, замещающего брекчированный сиенит, в ассоциации с баритом, баритокальцитом и стронцианитом (рис. 1 а). Стронцианит отмечен также среди канкринита, замещающего нефелин в уртите. Он содержит 55.6-63.0 % SrO и 4.1-9.7 мас. % CaO.

Целестин и баритоцелестин отмечаются в карбонатитах и измененных щелочных породах. На долю $SrSO_4$ приходится 62-100 мол. %. SrO в количестве 0.8-9.0 мас. % входит также в состав барита (до 19 мол. % $SrSO_4$). Силикатные породы содержат Sr-содержащий пирохлор и кричтонит. Пирохлор представлен фторкальциопирохлором, SrO присутствует в количестве 1.0-7.8 мас. % (до 40 % от суммы катионов A) (табл. 2). Кричтонит (4.8-7.0 % SrO, табл. 2) является продуктом замещения титаномагнетита и титанового андрадита. Стрональсит обнаружен в уртите, где вместе с канкринитом, мусковитом, натролитом замещает нефелин (рис. 1 б). Мусковит, замещающий нефелин, содержит 1.1-1.9 % SrO.

Таблица 2. Химический состав (мас. %) минералов Sr и Ba.
Table 2. Chemical composition (wt. %) of Sr and Ba mineral.

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Na_2O	9.1	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	2.12	8.53
K_2O	Н.п.о.	2.16	7.77	8.40	9.56	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
MgO	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	22.88	9.65	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
CaO	1.29	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	4.02	Н.п.о.	Н.п.о.	13.29	11.89
MnO	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.41	1.10	2.70	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
FeO	0.40	Н.п.о.	Н.п.о.	5.91	24.12	22.66	10.36	0.66	4.12	Н.п.о.
ZnO	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	1.85	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
SrO	16.31	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	7.02	Н.п.о.	1.68	5.65	33.81
BaO	0.77	37.56	24.85	8.43	3.08	Н.п.о.	19.74	12.36	Н.п.о.	9.22
PbO	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	3.96	Н.п.о.	Н.п.о.
Al_2O_3	32.08	25.41	22.35	15.34	13.04	0.93	1.21	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
La_2O_3	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.	1.30
Ce_2O_3	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.94	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	1.18
SiO_2	40.03	35.17	46.02	34.21	33.89	2.82	Н.п.о.	Н.п.о.	3.25	Н.п.о.
TiO_2	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	2.44	54.63	68.82	5.94	7.07	Н.п.о.
UO_2	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	1.10	Н.п.о.
P_2O_5	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	2.06	Н.п.о.	Н.п.о.
Nb_2O_5	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	70.75	59.91	Н.п.о.
F	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	1.96	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	3.45	Н.п.о.
-O(F)	–	–	–	0.83	–	–	–	–	1.45	–
Сумма	99.97	100.3	101.0	96.71	96.88	100.1	100.1	97.41	98.51	65.94

Примечание. 1 – стрональсит, 2 – цельзиан, 3 – гиалофан, 4 – киноситалит, 5 – бариевый биотит, 6 – кричтонит, 7 – генримейерит, 8 – бариевый пирохлор, 9 – фторкальциопирохлор, 10 – бурбанкит. Н.п.о. – содержание ниже предела обнаружения.

Ba-содержащие алюмосиликаты и генримейерит обнаружены только в щелочных породах, но не отмечаются в субщелочных сиенитах и метасоматитах. Калиевый полевой шпат из нефелиновых сиенитов, субщелочных сиенитов и метасоматитов нередко содержит примесь BaO в количестве 0.5-1.4 %. В некоторых образцах нефелиновых сиенитов микроклин в основной массе замещается гиалофаном с содержанием BaO 2.1-3.6 %, отмечаются также прожилки гиалофана с BaO = 4.5-15 %; в ийолите наблюдалось замещение минералов гиалофаном и цельзианом (табл. 2; рис. 1 в).

Бариевый биотит (BaO = 0.9-3.1 %) встречается в нефелиновых сиенитах и ийолит-мельтейгитах в составе неоднородных зерен биотита. Киноситалит в ассоциации с генримейеритом (рис. 1 г, табл. 2), состав которого отвечает формуле $Ba_{1.01}Fe_{1.14}Al_{0.19}Ti_{6.78}O_{16}$, обнаружен в уртите, в ассоциации с титановым андрадитом с реликтами перовскита. Бариевый мусковит, содержащий 0.7-3.5 % BaO, является продуктом замещения нефелина.

Ba-пирохлор (табл. 2) обнаружен в микроклиновом сиените в ассоциации с альбитом, замещающим микроклин. Голландит отмечен в нефелиновом сиените в ассоциации с рутилом. Баритокальцит отмечается во врастках в кальците (рис. 1 г).

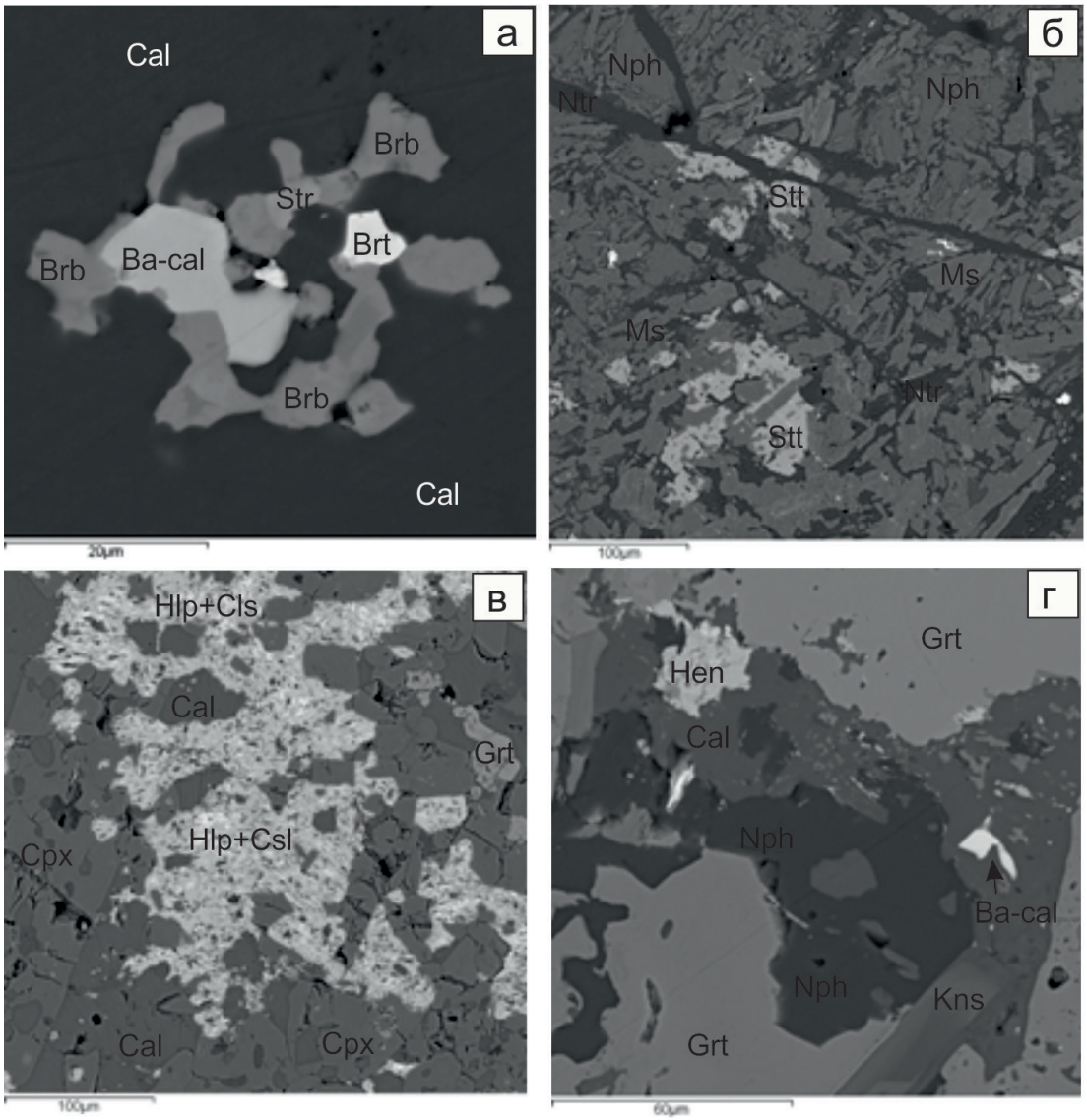


Рис. 1. а – бурбанкит, баритокальцит, стронцианит и барит среди кальцита; б – стрональсит, мусковит и натролит, замещающие нефелин; в – гиалофан и цельзиан, замещающие минералы ийолита; г – генримейерит и киноситалит среди Ti-андрадита, нефелина и кальцита. Символы минералов: Ba-cal – баритокальцит, Brb – бурбанкит, **Brt – барит, Cal – кальцит, Cls – цельзиан, Cpx – клинопироксен, Grt – гранат, Hen – генри**мейерит, **Hlp – гиалофан, Kns – киноситалит, Ms – мусковит, Nph – нефелин, Ntr – натролит, Str – стронциа**нит, Stt – стрональсит.

Fig: 1. a – burbankite, baritocalcite, strontianite and barite among calcite; b – stronalsite, muscovite and natrolite replacing nepheline; c – hyalophane and celsian, replacing ijolite minerals; d – henrimeyerite and kinositalite among Ti-andradite, nepheline and calcite. Mineral symbols: Ba-cal – baritocalcite, Brb – burbankite, Brt – barite, Cal – calcite, Cls – celsian, Cpx – clinopyroxene, Grt – garnet, Hen – henrimeyerite, Hlp – hyalophane, Kns – kinositalite, Ms – muscovite, Nph – nepheline, Ntr – natrolite, Str – strontianite, Stt – stronalsite.

Присутствие в силикатных породах Большетагнинского массива высокостронциевых и высокобариевых минералов свидетельствует об обогащенности силикатно-карбонатного расплава Sr и Ba. Взаимоотношения минералов в уртите и нефелиновых сиенитах указывают на накопление Sr и Ba в остаточном флюиде. Под воздействием этого флюида происходило замещение нефелина комплексом минералов, включающим стрональсит, кристаллизация киноситалита, замещение перовскита и титаномагнетита андрадитом с одновременным образованием генримейерита. Прожилки и межзерновые выделения гиалофана и цельзиана в микроклинизированных фельдшпатоидных породах указывают на высокую активность Ba в поздних порциях калиевого флюида, отделявшегося при кристаллизации субщелочных сиенитов. Обнаружение бурбанкит-баритокальцит-стронцианит-баритового агрегата среди кальцита в микроклиновом сиените позволяет предполагать, что остаточные порции карбонатного расплава, воздействовавшие на сиенит, возможно, содержали "капли" карбонатно-сульфатной солевой жидкости, концентрировавшей Ba, Sr, Na, Ln_{Ce}. Формирование Sr-содержащей апатит-пирохлоровой минерализации в сиенитах связано, вероятно, с воздействием фосфатного солевого расплава. Полученные данные показывают, что и Ba, и Sr накапливаются в остаточном флюиде при кристаллизации ультраосновного щелочного расплава. Кроме того, Ba концентрируется в калиевом флюиде, воздействием которого обусловлены широкие (1-2 порядка) вариации содержания Ba в породах массива, тогда как Sr проявляет тенденцию к накоплению в остаточных жидкостях, отделяющихся на поздних стадиях кристаллизации карбонатного расплава.

Работа выполнена при финансовой поддержке Интеграционного проекта ИНЦ СО РАН, блок 1.4.

Литература

1. Соловова И.П., Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Кононкова Н.Н. Механизмы образования высокобариевого флогопита и высокостронциевого апатита на заключительных стадиях эволюции щелочных магм // Геохимия. 2009. № 6. С. 613–627.
2. Сук Н.И. Распределение REE, Nb, Ta, Ba и Sr между несмешивающимися фазами в силикатно-карбонатных системах (эксперимент) // Вестник ОНЗ РАН. 2012. Т. 4. NZ9001. doi:10.2205/2012NZ_ASEMPG.
3. Фролов А.А., Белов С.В. Комплексные карбонатитовые месторождения Зиминского рудного района (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 2. С. 109–130.
4. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований ультраосновных щелочных комплексов в южном обрамлении Сибирского кратона // Докл. АН. 2005. Т. 404. С. 1031–1037.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 347–351

Перспективы Приполярного Урала на золото-сульфидное прожилково-вкрапленное оруденение: прогнозирование нетрадиционного оруденения в складчато-надвиговых поясах

Савчук Ю.С., Волков А.В.
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, yurasavchuk@yandex.ru

Аннотация. Хальмерьинский рудный узел на территории Приполярного Урала включает три месторождения золота и приурочен к Омрасьшорской разломно-сдвиговой зоне среди докембрийских образований Центрально-Уральского поднятия. Предполагается продолжение этой рудоконтролирующей зоны далее на северо-восток. Сделан вывод о перспективности нижнепалеозойских отложений на золото-сульфидное прожилково-вкрапленное оруденение.

Ключевые слова: Приполярный Урал, золото, разломно-сдвиговая зона, золото-сульфидные руды.

Prospects of the Subpolar Urals for gold-sulfide vein-disseminated mineralization: forecasting unconventional mineralization in fold-thrust belts

Savchuk Yu.S., Volkov A.V.
Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, yurasavchuk@yandex.ru

Abstract. The Khalmery ore cluster in the Subpolar Urals includes three gold deposits and is confined to the Omrashorsk fault-shear zone among the Precambrian formations of the Central Ural uplift. It is assumed that this ore-controlling zone will continue further to the northeast. It is concluded that the Lower Paleozoic deposits are promising for gold-sulfide vein-disseminated mineralization.

Key words: Subpolar Urals, gold, fault-strike-slip zone, gold-sulfide ores.

Традиционно критерием перспективности площадей на рудное золото служило наличие крупных и богатых россыпей. В результате такого подхода были открыты многочисленные месторождения золота на Южном Урале, связанные с Тагило-Магнитогорской и Восточно-Уральской зонами, сложенными в основном палеозойскими осадочно-вулканогенными и интрузивными породами (Золото…, 1993; Золоторудные…, 2010; Коротеев и др., 2001). Разведано достаточно крупное месторождение золота в подобной позиции и на Полярном Урале (Мансуров, 2009).

Центрально-Уральское поднятие, к западу от Главного Уральского разлома, сложено полиметаморфическими образованиями предположительно рифей–вендского возраста и является эксгумированным складчато-метаморфическим фундаментом (Пучков, 2000), серией надвиговых структур расчлененным на ряд пластин. На Приполярном Урале, на площади развития метатерригенных и метавулканогенных образований Центрально-Уральского поднятия, проявления коренного золота пока немногочисленны (Коротеев и др., 2001; Озеров, 1998; Савчук, Волков, Аристов, 2018; Серавкин, 2009; Тарбаев и др., 1996).

Так, в Хальмерьинском рудном узле, наряду с богатыми россыпями, выявлены три небольших коренных месторождения (Ким, 2004) и ряд рудопроявлений, увязываемых в протяженный северо-восточный рудный тренд, вдоль Омрасьшорской разломно-сдвиговой зоны. Здесь докембрийские образования гетерогенно-контрастного состава тектонически перекрывают полиметаморфические толщи Хобеизского срединного массива и слагают сложное сооружение дуплексового строения (Савчук, Волков, 2020), относимое к Лемвинско-Народнинской покровно-чешуйчатой зоне. Омрасьшорская система разломов прослежена более чем на 25 км, при ширине зоны до 4 км. Золотые месторождения располагаются на разных уровнях шарьяжно-складчатого сооружения и

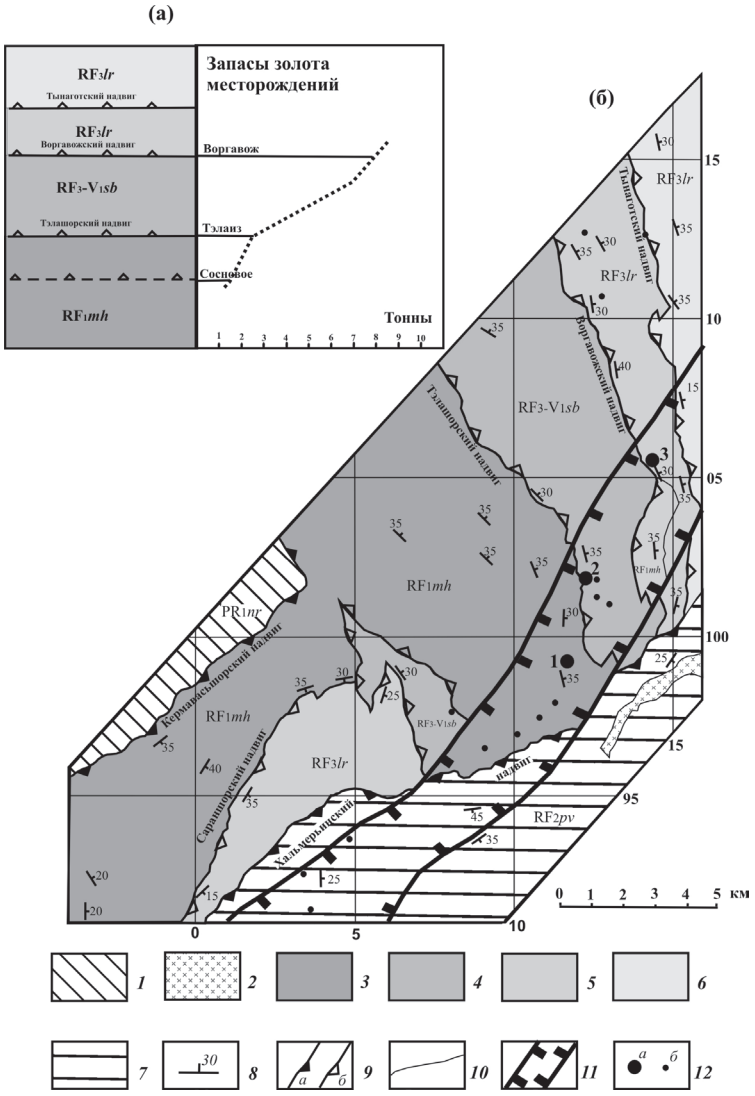


Рис. 1. Положение золотых месторождений в разрезе (а) и структурно-геологическая схема Хальмерьинской площади (б). 1–2 – Хобеизский массив, 1 – няртинский комплекс PR_1nr: гранито-гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты; 2 – николайшорский комплекс γPR_1n: порфировидные гнейсо-граниты; 3 – Хальмерьинский блок – маньхобеинская свита $RF_1?mh$: порфировидные гранито-гнейсы, метариолиты, кварцито-гнейсы; 4-6 – Тынаготский блок: 4 – Тэлаизский пакет – саблегорская свита $RF_3–V_1sb$: сланцы серицит-хлорит-альбит-кварцевые, мусковит-хлорит-кварцевые, актинолит-хлоритовые, хлорит-амфиболовые, полевошпат-амфиболовые, слюдисто-хлоритовые, хлорит-мусковитовые, мусковит-полевошпатовые, вторичные кварциты, 5 – Воргавожский пакет – лорцемпейская свита RF_3lr: сланцы хлорит-мусковит-альбит-кварцевые, альбит-эпидот-хлоритовые, метаандезибазальты, 6 – Тынаготский пакет – лорцемпейская свита RF_3lr: сланцы хлорит-мусковит-альбит-кварцевые, альбит-эпидот-хлоритовые, метаандезибазальты; 7 – Народнинский блок – пуйвинская свита RF_2pv: хлорит-эпидот-альбит-актинолитовые, биотит-мусковит-альбит-кварцевые сланцы, субвулканические метадолериты; 8 – элементы залегания сланцеватости; 9 – надвиги: а – главные, б – второстепенные; 10 – разломы крутопадающие; 11 – границы Омрасьшорской системы разломов; 12 – золоторудные месторождения: а – Сосновое –1, Тэлаиз – 2, Воргавож – 3, б – проявления золота.

Fig. 1. Position of gold deposits in the section (a) and structural-geological scheme of the Khalmery area (b). 1–2 – Khobeiz massif, 1 – Nyarta complex PR_1nr: granite-gneisses, crystalline schists, amphibolites; 2 – Nikolayshor complex γPR_1n: porphyritic gneiss-granites; 3 – Khalmery block – Mankhobei suite $RF_1?mh$: porphyry granite-gneisses, metaryolites, quartzite-gneisses; 4-6 – Tynagotsky block: 4 – Telaiz packet – Sablegorskaya suite $RF_3–V_1sb$: sericite-chlorite-albite-quartz schists, muscovite-chlorite-quartz, actinolite-chlorite, chlorite-amphibole, feldspar-amphibole, micaceous chlorite, chlorite-muscovite, muscovite-feldspar, secondary quartzites, 5 – Vorgavozhsky packet - Lorcempey suite RF_3lr: chlorite-muscovite-albite-quartz schists, albite-epidote-chlorite, metaandesite-basalts, 6 - Tynagotsky packet – Lorcempey suite RF_3lr: chlorite-muscovite-albite-quartz shale, albite-epidote-chlorite shale, metaandesite; 7 – Narodninskiy block – Puivinskaya suite RF_2pv: chlorite-epidote-albite-actinolite, biotite-muscovite-albite-quartz schists, subvolcanic metadolerites; 8 – elements of shale occurrence; 9 – thrusts: a – major, b – minor; 10 – steeply dipping faults; 11 – boundaries of the Omrashorsk fault system; 12 – gold deposits: a – Sosnovoye –1, Telaiz – 2, Vorgavozh – 3, b – gold occurrences.

вертикальный размах золото-сульфидно-кварцевого оруденения, со свободным золотом, оценивается не менее чем в 4 км (рис. 1).

В пределах выявленного тренда также наблюдается смена характера минерализации, от жильно-прожилковой (Сосновое – низы рудной колонны) на юго-западном фланге, до прожилково-вкрапленной (Воргавож – верхи рудной колонны) на северо-востоке (Савчук, Волков, Аристов,

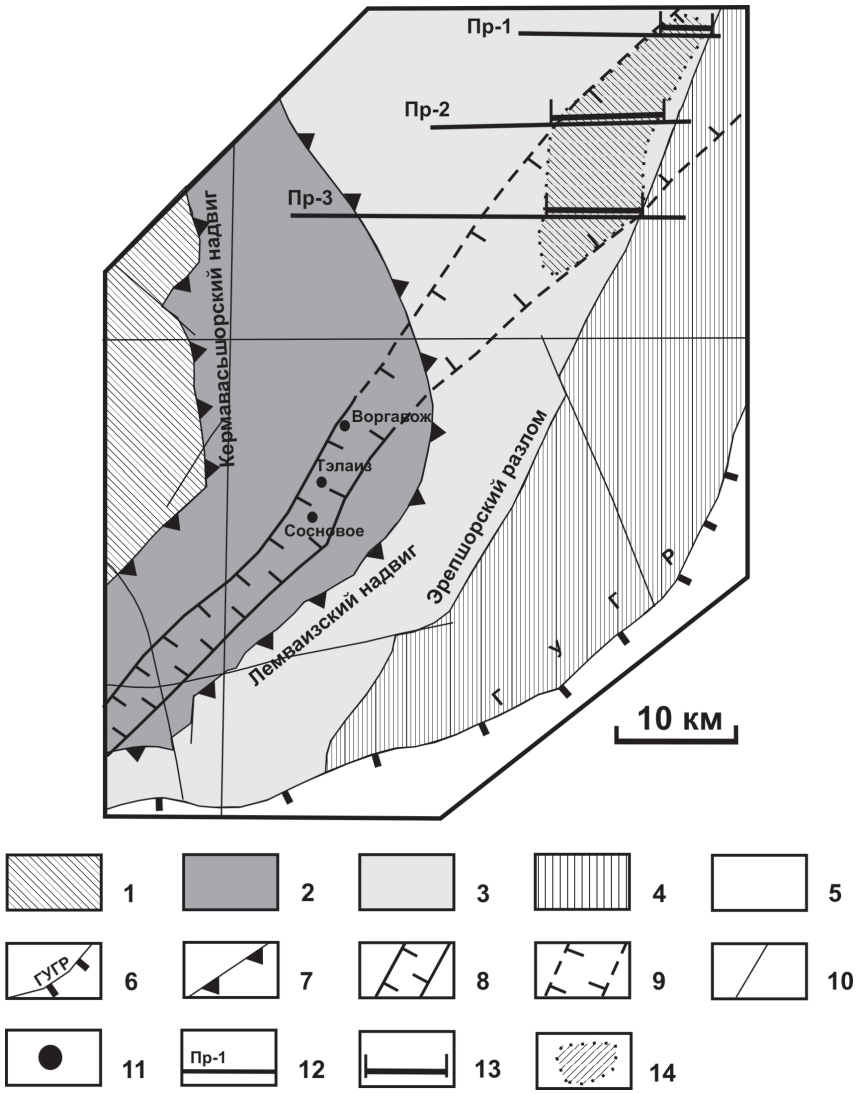


Рис. 2. Предполагаемая перспективная позиция золото-сульфидного прожилково-вкрапленного оруденения в Лемваизском аллохтоне (с использованием данных А.Ф. Филатова, С.И. Логвина).
1 – Хобеизский срединный массив: гранито-гнейсовая PR_1? формация; 2 – Лемвинско-Народинская покровно-чешуйчатая зона: рифтогенные образования контрастного состава RF-V; 3 – Лемваизский аллохтон Pz_1: внизу аповулканогенные альбит-хлорит-эпидот-амфиболовые, хлорит-альбит-амфиболовые сланцы, тела габбро-долеритового комплекса; выше переслаивание алевропесчаников, алевросланцев, с прослоями гравелитов; в верху графитоидные сланцы, кварциты, филлиты, кислые эффузивы; 4 – Неркаюский метаморфический комплекс PR_1: гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, гранат-глаукофановые сланцы; 5 – Тагило-Магнитогорская мегазона; 6 – Главный Уральский глубинный разлом (ГУГР); 7 – основные надвиги; 8-9 – границы Омрасьшорской системы разломов: 8 – установленные, 9 – предполагаемые; 10 – разломы; 11 – золоторудные месторождения; 12 – линии геохимических профилей; 13 – участки профилей с повышенными содержаниями золота (≥ 0.1 г/т) в пробах; 14 – предполагаемая перспективная позиция золото-сульфидного прожилково-вкрапленного оруденения.

Fig. 2. Prospective prospective position of gold-sulfide vein-disseminated mineralization in the Lemvaiz allochthon (using data from A.F. Filatov, S.I. Logvin). 1 – Khobeiz median massif: granite-gneiss PR1? formation; 2 – Lemvinsko-Narodinskaya nappe-scaly zone: riftogenic formations of contrasting composition RF-V; 3 – Lemvaiz allochthon Pz1: below the apovolcanic albite-chlorite-epidote-amphibole, chlorite-albite-amphibole schists, bodies of the gabbro-dolerite complex; higher interbedding of silty sandstones, silty shales, with interbeds of gravelstones; at the top there are graphitoid schists, quartzites, phyllites, felsic effusive rocks; 4 – Nerkayu metamorphic complex PR1: gneisses, crystalline schists, amphibolites, garnet-glaucophane schists; 5 – Tagilo-Magnitogorsk megazone; 6 – Main Ural deep-seated fault (GUGR); 7 – main thrusts; 8-9 – boundaries of the Omrashorsk fault system: 8 – established, 9 – assumed; 10 – faults; 11 – gold deposits; 12 – lines of geochemical profiles; 13 – sections of profiles with high gold contents (≥ 0.1 g/t) in samples; 14 – the prospective prospective position of the gold-sulfide vein-disseminated mineralization.

2018). В этом же направлении увеличиваются размах и масштабы рудной минерализации. На месторождении Сосновое (1.4 т) ширина развития золоторудной минерализации между двумя четко выраженными разломами составляет около 140 м; на месторождении Тэлаиз (2.4 т) общая ширина непротяженных рудовмещающих тектонических трещин около 500 м; и на месторождении Воргавож (7.7 т) ширина зоны мелкой трещиноватости достигает 1200 м. Таким образом, снизу вверх по

разрезу происходит постепенное угасание степени тектонизированности рудовмещающей толщи, при значительном увеличении ширины проявления.

Предполагается, что Омрасьшорская система разломов может продолжаться и далее на северо-восток, в пределы нижнепалеозойских метатерригенных и метавулканогенных толщ Лемваизского аллохтона, тектонически перекрывающего докембрий Лемвинско-Народнинской покровно-чешуйчатой зоны. В этом случае на этом продолжении вполне вероятно наблюдать развитие широкой зоны мелкой трещиноватости.

Позиция и золото-сульфидно-кварцевое оруденение Хальмерьинского рудного узла характерны для орогенных месторождений в складчатых поясах. На типовой вертикальной зональности орогенных месторождений, описанной Д.И. Гровсом (Groves et al., 1998), выше по разрезу располагается золото-сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация, с небольшим количеством свободного золота, обычно не дающая россыпей. Здесь уже отсутствие, либо слабая россыпная золотоносность не могут быть критерием для оценки территории на коренное золотое оруденение. Для проверки этой гипотезы, в пределах Лемваизского аллохтона были проведены региональные геохимические исследования, сконцентрированные на 3 профилях значительной протяженности (рис. 2). По этим профилям осуществлялся отбор рыхлого материала фракции ≤ 1 мм с глубины до 60 см, с шагом 20 м. Пробы анализировались химико-спектральным анализом на золото в Бронницкой геолого-геохимической экспедиции. В результате проведенных исследований выделена предполагаемая перспективная позиция золото-сульфидного прожилково-вкрапленного оруденения в Лемваизском аллохтоне (рис. 2).

Выявленные закономерности развития структуры и изменения масштабов золотых месторождений в разрезе шарьяжно-складчатых сооружений, могут использоваться в прогнозных, поисковых, и металлогенических исследованиях в других складчатых поясах, в т.ч. для Верхояно-Колымского складчато-надвигового пояса, где серия золотых месторождений контролируется зонами региональных взбросо-сдвигов. Так, в пределах Омчакского разлома выявлена серия золоторудных месторождений, которые контролируются структурами с изменяющимися углами падения и фактически, вверх по разрезу, углы закономерно увеличиваются, т.е. эти нарушения от надвиговых (пологих) внизу, постепенно переходят во взбросовые (крутые) в верхней части (Савчук, Волков, Аристов, 2019). В этом же направлении увеличивается рудный потенциал, а в составе золото-сульфидно-кварцевой минерализации начинает возрастать доля прожилково-вкрапленной составляющей.

Таким образом, структурные наблюдения на золоторудных объектах в пределах складчато-надвиговых поясов позволяют реставрировать общее строение гидротермальной колонны и на этой основе прогнозировать степень перспективности конкретных площадей и особенности строения возможных рудных проявлений.

Работа выполнена в рамках темы Госзадания ИГЕМ РАН.

Литература

1. Золото Урала (к 250-летию золотой промышленности Урала) (ред. В.А. Коротеев). Екатеринбург. Изд-во: Наука. 1993. 209 с.
2. Золоторудные месторождения России. (ред. Константинов М.М.). М. Изд-во: Акварель. 2010. 349 с.
3. Ким Г.П. Особенности геологического строения и характеристика золоторудных объектов Хальмерьинской площади (Приполярный Урал). Полярный Урал – стратегия освоения // Труды II Полярно-Уральской научно-практической конференции. 11-12.02.2004, Салехард-Тюмень. Изд-во: ТюменГУ. 2004. С. 210–213.
4. Коротеев В.А., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Сазонов В.Н. Месторождения золота Урала. Екатеринбург. Изд-во: УГГГА. 2001. 622 с.
5. Мансуров Р.Х. Геологическое строение Петропавловского золоторудного месторождения. Полярный Урал // Руды и металлы. 2009. № 5. С. 70–74.
6. Озеров В.С. Особенности металлогении золота области Центрально-Уральского поднятия на севере Урала // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов // Матер. Всерос. конф. 17-19.02.1998. ИГ Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар. Изд-во: Геопринт. 1998. С. 14–16.
7. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа. Изд-во: Даурия. 2000. 146 с.

8. Савчук Ю.С., Волков А.В., Аристов В.В. Перспективы золотоносности докембрийских комплексов Приполярного Урала // Литосфера. 2018. Т. 18. № 2. С. 280–294.
9. Савчук Ю.С., Волков А.В., Аристов А.А. О структурной зональности месторождений золота в зоне Тенькинского разлома (Центрально-Колымский регион) // Всероссийская конференция. X Косыгинские чтения. Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии. Хабаровск. 10-12.09. 2019. С. 215-217.
10. Савчук Ю.С., Волков А.В. Структурные особенности допалеозойских толщ Центрально-Уральского поднятия Северного и Приполярного Урала и связь с золотоносностью региона // Геотектоника. 2020. № 6. С. 59–76.
11. Серавкин И.Б. Эндогенная металлогения золота Урала (обзор, статья 1-я — Полярный, Приполярный, Северный и Средний Урал) // Геологический сборник № 8. Информационные материалы. Уфа. Изд-во: ИГ УНЦ РАН. 2009. С. 164–176.
12. Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К., Моралев Г.В., Соболева А.А., Лапутина И.П. Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 1. С. 11–25.
13. Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. Orogenic gold deposits - a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geology Rev. 1998. V. 13. P. 7–27.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 352–358

Коэффициенты распределения минерал/порода для Nd и Sm в сульфидных минералах из мафит-ультрамафитовых комплексов Балтийского щита

Серов П.А., Баянова Т.Б.
Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, serov@geoksc.apatity.ru

Аннотация. Были изучены сульфиды из пород протерозойских (2.53–1.98 млрд. лет) Cu-Ni-PGE месторождений Фенноскандинавского щита: Мончегорского рудного района (Мончетундровский массив и Мончеплутон), Федорово-Панского расслоенного комплекса, Печенгского рудного поля (Пильгуярвинское месторождение), интрузивных комплексов Ахмаваара и Пеникат (Финляндия). Установлены коэффициенты распределения D_{Nd} и D_{Sm} для разных типов сульфидов, что согласуется с данными экспериментов. Наиболее вероятным источником REE сульфидов является рудообразующий флюид, существующий уже на стадии образования сульфидов из расплава при температурах выше 900 °С. Исследования перспективны для установления возможной последовательности кристаллизации сульфидов и реконструкции условий рудообразования в интрузивных комплексах различного возраста. Различия в изотопных составах неодима сульфидов могут являться маркерами нескольких рудогенных флюидов и могут быть связаны с конкретными поколениями сульфидных минералов.

Ключевые слова: сульфидные минералы, коэффициент распределения, РЗЭ, Sm-Nd, мафит-ультрамафитовые интрузии.

Mineral-rock distribution coefficients for Nd and Sm from sulfide minerals of mafic-ultramafic complexes of the Baltic Shield

Serov P.A., Bayanova T.B.
Geological Institute of the Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity, serov@geoksc.apatity.ru

Abstract. Sulfides from Paleoproterozoic rocks (2.53–1.98 billion years) of Cu-Ni-PGE deposits of the Fennoscandian Shield, i.e., Monchegorsk ore district (Monchetundra massif and Monchepluton), Fedorovo-Pana layered complex, Pechenga ore field (Pilgujärvi deposit), Ahmavaara and Penikat intrusive complexes (Finland), were studied. The D_{Nd} and D_{Sm} partition coefficients were determined for various sulfide types, which is consistent with the experimental data. The most probable REE source of sulfides is an ore-forming fluid appearing at the very stage of formation of sulfides from the melt at temperatures above 900 °C. Prospects for defining a possible sequence of sulfide crystallization and reconstructing ore formation conditions in intrusive complexes of different ages were studied. Differences in isotope compositions of sulfide neodymium could be indicators of some ore caused fluids and related to certain generations of sulfide minerals.

Key words: sulfides, partition coefficients, REE, Sm-Nd, mafic-ultramafic intrusions.

Введение

Самарий-неодимовая система является одним из наиболее востребованных и информативных изотопно-геохронологических инструментов исследования геологических объектов. Успешно используемая в широком диапазоне возрастов – от глубокого докембрия до фанерозоя – эта система дает возможность получать геохронологическую информацию и для тех пород, для которых другие традиционные изотопные системы (Rb-Sr, U-Pb) могут либо не работать (например, метаморфизм и активное гидротермальное воздействие легко нарушает Rb-Sr систему), либо сталкиваться с определёнными затруднениями технического характера (например, отсутствие цирконов в породах ультрамафит-мафитового ряда). По мере накопления знаний о поведении РЗЭ в различных геологических процессах встает вопрос расширения возможностей Sm-Nd метода путем введения новых минералов-геохронометров. При этом важно, чтобы подбор пригодных для датирования минеральных ассоциаций осуществлялся с учетом их эффективного использования для определения широкого спектра геохронометрических данных – этапов образования и преобразования вещества. Особую важность приобретают исследования, которые направлены на определение времени рудного

процесса и его положения в общей геохронологической шкале формирования геологического объекта. В Sm-Nd исследованиях акцессорных (например, флюорит, бурбанкит, эвдиалит, рутил и т.д) и рудных (ильменит, хромшпинелид, сульфидные минералы) минералов остро стоит вопрос о возможных формах нахождения РЗЭ в минералах-геохронометрах. Одним из перспективных направлений является датирование рудного процесса Sm-Nd методом с использованием сульфидных минералов наряду с породообразующими и акцессориями. Успешное использование нами этого подхода на ключевых рудных объектах Балтийского щита позволило установить главные рубежи рудообразования и геохронологически подтвердить выводы о сингенетической или эпигенетической природе рудного процесса (Серов и др., 2009, 2014; Елизарова и др., 2009; Екимова и др., 2011; Чащин и др., 2016; Баянова и др., 2017; Bayanova et al., 2009, 2014, 2019; Mitrofanov et al., 2019).

Установленные коэффициенты распределения минерал-порода для Nd и Sm могут использоваться как маркеры для отдельных месторождений и являются своего рода изотопно-геохимическим маркером рудогенного флюида, который сингенетичен сульфиду. Помимо этого, отношение D_{Nd}/D_{Sm} для различных сульфидных минералов может использоваться в качестве перспективного геохимического инструмента при реконструкции последовательности минералообразования в рудных комплексах.

Результаты

Мы исследовали 34 монофракции сульфидных минералов из палеопротерозойских расслоенных комплексов Фенноскандинавского щита (рис. 1, табл. 1). Были изучены сульфиды из Мончегорского рудного района (Мончетундровский массив и Мончеплутон), Федорово-Панского расслоенного интрузива, Печенгского рудного поля (Пильгуярвинское месторождение), интрузивных комплексов Ахмаваара и Пеникат (Финляндия). Установлены коэффициенты распределения Nd и Sm (табл. 1): для пирита – 0.229 и 0.169 соответственно; для пирротина – 0.265 и 0.160; для халькопирита – 0.229 и 0.161; для пентландита – 0.158 и 0.082. Средние значения $D_{Nd} = 0.223$, $D_{Sm} = 0.159$. Отношение D_{Nd}/D_{Sm} около 1.4, что хорошо совпадает с интервалом значений, полученных в работе (Wohlers, Wood, 2017), где на основе эксперимента с сульфидами в сильно восстановительной среде была показана зависимость коэффициентов распределения от температуры. Это может обуславливать различия в K_D для разных сульфидов в зависимости от температуры при медленном остывании и последовательном их образовании.

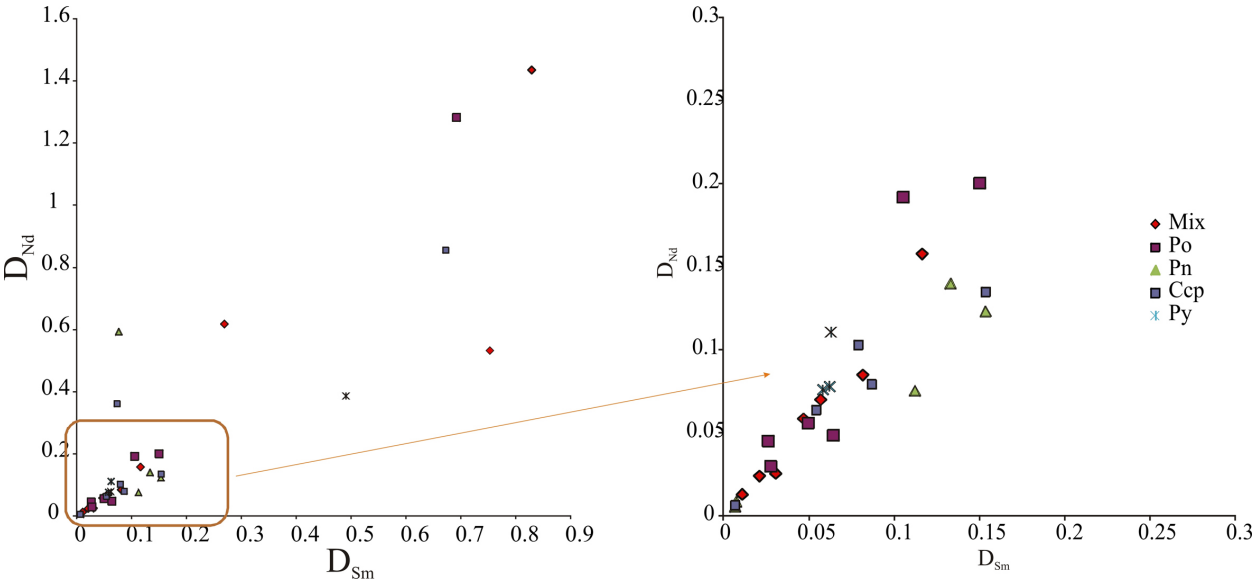


Рис. 1. Коэффициенты распределения $D_{Nd} – D_{Sm}$ в различных сульфидных минералах из расслоенных комплексов Фенноскандинавского щита.

Fig. 1. Partition coefficients $D_{Nd} – D_{Sm}$ in various sulfide minerals from layered complexes of the Fennoscandian Shield.

Таблица 1. Коэффициенты распределения неодима (D_{Nd}) и самария (D_{Sm}) в сульфидах.
Table 1. Partition coefficients of neodymium (D_{Nd}) and samarium (D_{Sm}) in sulfides.

	D_{Nd}	D_{Sm}	D_{Nd}/D_{Sm}	N_{samp}
пирит	0.163 ± 0.020	0.169 ± 0.005	0.96	4
пентландит	0.158 ± 0.015	0.082 ± 0.003	1.93	6
халькопирит	0.229 ± 0.017	0.161 ± 0.003	1.42	7
пирротин	0.265 ± 0.015	0.160 ± 0.003	1.65	7
смесь сульфидов	0.302 ± 0.010	0.222 ± 0.004	1.36	10
Средн. знач.	**0.223±0.015**	**0.159±0.004**	**1.40**	

N_{samp} – количество проанализированных монофракций.

Мы используем термин «коэффициент распределения минерал/порода» для оценки соотношения концентраций REE в сульфидном минерале и породе. В строгом понимании такой термин, вероятно, не совсем удачен, но тем не менее он наиболее близко отражает суть выполняемых для его определения расчетов и предлагаемых на основе этих данных вводов. Теоретическими и фактическими предпосылками и допущениями для наших выводов являются следующие:

Наблюдаемые концентрации РЗЭ в сульфидах и породах мафит-ультрамафитового ряда контролируются наличием минералов-концентраторов REE. Состав исследуемых пород однозначно не предполагает наличия в их составе породообразующих минералов, имеющих высокие концентрации REE. Редкие земли входят в породообразующие минералы в качестве изоморфных примесей, а для сульфидных минералов предполагается вхождение в виде мелких флюидных или силикатных включений. Сам рудообразующих флюид, включения которого в сульфидных минералах фиксируют состав материнского расплава, имеет своего рода REE-маркер (определенную концентрацию) в материнских породах в виде изоморфных примесей в породообразующих минералах. Характер распределения REE для пород и сульфидов наглядно показывает «наследование» картины спектров (к сожалению, объем тезисов не позволил привести эти графики в тексте, однако они обсуждаются в презентации и выложенном на сайте ФИЦ видео выступления). Аналогичные спектры получены, например, для расплавных включений в цирконах из пород Бушвельда: концентрации REE во включениях ниже, чем в породе в целом, но практически идеально повторяют рисунок спектров породы, однозначно указывая на наследственный характер такого распределения (Gudelius et al., 2020). Определяя соотношение концентраций в сульфидах и породе, мы получили геохимический сульфидный маркер для каждого конкретного месторождения, а вся совокупность данных позволила определить пределы этих вариаций для разных сульфидных минералов. Мало того, собственно геохимическую информацию несет не конкретная величина коэффициента распределения неодима или самария, а отношение D_{Nd}/D_{Sm}, которое оказалось гораздо более устойчивым и определяющим специфику рудогенного флюида для каждого исследуемого месторождения.

В таком случае коэффициент распределения будет определяться опосредованно – исходя из предположения, что редкоземельный состав породы в целом есть отражение распределения REE в эволюционировавшем материнском расплаве, а наблюдаемые концентрации REE в сульфидах являются частью общего редкоземельного бюджета этого расплава. Другими словами, коэффициент распределения минерал/порода – это соотношение количества неодима или самария в породе (как образце расплава) и сульфиде. Часть REE захвачена сульфидом в виде флюидных включений, а другая часть REE остается в породе. Поэтому использование наиболее подходящего термина «коэффициент распределения» представляется нам обоснованным. В случае гидротермального эпизода также велика вероятность влияния этого процесса на редкоземельный состав породы в целом.

Гидротермальный процесс, приводящий к переотложению или новой генерации сульфидов, несомненно, будет отражаться и на редкоземельном составе породы, вмещающей рудные минералы. Известно, что многие гидротермальные рудные месторождения образованы взаимодействием

рудных флюидов с вмещающими их породами. Следовательно, изотопный маркер руд (а также их REE-характеристика) будет зависеть от изотопного состава и распределений REE вмещающих пород и рудообразующих флюидов (например Chen et al., 2008; Pirajno, 2009). Таким образом, зная характеристики вмещающих пород и руд, мы можем сделать вывод о составе рудообразующих флюидов. В таком случае мы получим резко отличающиеся от "референсных" характеристик значения. Референсными в нашем случаем выступают рассчитанные средние значения отношения D_{Nd}/D_{Sm}. Именно это мы наблюдаем, например, для месторождения Ахмаваара. Для сингенетичных руд отношения D_{Nd}/D_{Sm} в сульфидах в среднем составляют 1.3, в то время как для переотложенной руды отношение D_{Nd}/D_{Sm} возрастает до 4.8. Это может свидетельствовать о значительном гидротермальном воздействии, которое привело к возрастанию подвижности неодима и его миграции. Подобный эффект предполагается не только для сульфидным минералов, но, например и для цирконов (Bolhar et al., 2021). Вследствие этого процесса происходит относительное накопление неодима по сравнению с самарием и закономерное возрастание отношения D_{Nd}/D_{Sm}. В целом, большая подвижность неодима по сравнению с самарием может объясняться тем, что радиогенный неодим не занимает эквивалентной самарию структурной позиции в решетке минерала. В то же время, для сульфидов из рудных габброноритов интрузии Пеникат и Федорово-Панского расслоенного комплекса отношения D_{Nd}/D_{Sm} демонстрируют достаточно узкий диапазон значений – 1.2-1.3 и подтверждают сингенетичный характер рудогенеза.

Фактически установлен тренд увеличения соотношения D_{Nd}/D_{Sm} в последовательности пирит-халькопирит-пирротин-пентландит (табл.). Это дает перспективы для реконструкции возможной последовательности кристаллизации сульфидов и определения условий рудообразования в интрузивных комплексах различного возраста и генезиса. Используя эти данные, представляется интуитивно разумным применить полученные результаты для анализа других месторождений. Например, для Cu-Ni месторождения Кун-Манье (Россия) установлены три стадии минералообразования с генеральной последовательностью пирит-халькопирит-пирротин-пентландит (Kotelnikov et al., 2020). Для Zn-Pb месторождения Иранкух (Иран) и золоторудного месторождения Шанг-Гонг (Китай) также устанавливается последовательность рудного минералообразования пирит-халькопирит (Liu et al., 2019; Chen et al., 2008). Анализ отношений D_{Nd}/D_{Sm} для сульфидов различного генезиса показал, что величина D_{Nd}/D_{Sm} возрастает для минералов поздних процессов, которые соответствуют переотложению руд или гидротермальному воздействию.

Несмотря на перспективность и актуальность данного метода, вопрос о нахождении REE в сульфидах из мафит-ультрамафитовых комплексов остается открытым. Часть исследований, посвященная изучению вхождения REE в сульфид, принципиально не опровергает такую возможность (Morgan, Wandless, 1980; Mills, Elderfield, 1994; Lodders, 1996; Kong et. al., 2000; Jiang et al., 2000; Yang, Zhou, 2001; Rimskaya-Korsakova, Dubinin, 2003; Rimskaya-Korsakova et al., 2003; Li et. al., 2008, 2014, 2020; Mao et al., 2009; Wan et. al., 2009; Ni et. al., 2012; Kiseeva, Wood, 2015; Wood, Kiseeva, 2015). Существенная часть литературных данных указывают на возможность прямого использования сульфидных минералов для исследования геологических объектов с превалирующим влиянием флюидно-гидротермального воздействия на процессы концентрирования рудогенных компонентов (например Bai et al., 2020; Cao et al., 2012; Jiao et al., 2017; Li, 2014; Lüders and Ziemann, 1999; Mao et al., 2009; Ostendorf et al., 2019; Patten et al., 2013; Pokrovski et al., 2019; Ruan et al., 2020; Wang et al., 2017; Xu et al., 2020; Yang and Zhou, 2002; Zeng et al., 2015; Zhao and Jiang, 2007). В этом случае сульфид наследует параметры рудонесущего флюида и в подавляющем большинстве случаев сингенетичен этому флюиду. Анализируя распределение REE в сульфиде (во флюидных включениях или в дефектах решетки), можно получить информацию о его возрасте и тем самым определить время рудного процесса. Работы последних лет подтверждают эти выводы (Jiao et al., 2017; Li et al., 2020; Ruan et al., 2020; Tao et al., 2011; Xu et al., 2020; Zeng et al., 2015; Wang et al., 2017).

Новые данные свидетельствуют о возможности использования сульфидов при изучении основных и ультраосновных пород, позволяя расширить набор доступных для Sm-Nd метода минералов, а измеряемые концентрации неодима и самария в сульфидах могут быть связаны с

флюидными включениями или дефектами кристаллической решетки и в целом указывают на важность флюидно-гидротермальных процессов при формировании рудных месторождений. Работа имеет потенциал для дальнейших исследований по тематике применения рудных минералов-геохронометров в широко используемых изотопных системах.

Работа выполнена в рамках темы НИР ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0053 и при финансовой поддержке РФФИ (грант №18-05-70082_ресурсы Арктики).

Литература

1. Баянова Т.Б., Рундквист Т.В., Серов П.А., Корчагин А.У., Карпов С.М. Палеопротерозойский Федорово-Панский расслоенный ЭПГ-комплекс северо-восточной части Арктического региона Балтийского щита: новые U-Pb (по бадделеиту) и Sm-Nd (по сульфидным минералам) данные // Доклады Академии наук. 2017. Т. 472. № 1. С. 52–56.
2. Екимова Н.А., Серов П.А., Баянова Т.Б., Елизарова И.Р., 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.
3. Елизарова И.Р., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. и др. // Мат. III Всероссийской конф. с междунар. участием «Масс-спектрометрия и ее прикладные проблемы». 18-22 мая 2009 г. Москва. НУ-8. С. 110.
4. Серов П.А., Екимова Н.А. Возможности Sm-Nd датирования рудных процессов с использованием сульфидов // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. № 3. С. 456–460.
5. Серов П.А., Екимова Н.А., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Сульфидные минералы – новые геохронометры при Sm-Nd датировании рудогенеза расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий Балтийского щита // Литосфера. 2014. № 4. С. 11–21.
6. Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В. Редкоземельные элементы в сульфидах подводных гидротермальных источников Атлантического океана // Доклады АН. 2003. Т. 389. № 5. С. 672–676.
7. Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В., Иванов В.М. Определение РЗЭ в сульфидных минералах методом ICP-MS после ионообменного концентрирования // Журнал аналитической химии. 2003. Т. 58. № 9. С. 975–979.
8. Чащин В.В., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Серов П.А. Малосульфидные платинометальные руды палеопротерозойского Мончегорского плутона и его южного обрамления (Кольский полуостров, Россия): геологическая характеристика и изотопно-геохронологические свидетельства полихронности рудно-магматических систем // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 1. С. 41–63.
9. Bayanova T., Korchagin A., Mitrofanov A., Serov P., Ekimova N., Nitkina E., Kamensky I., Elizarov D., Huber M. Long-lived mantle plume and polyphase evolution of Palaeoproterozoic PGE intrusions in the Fennoscandian Shield // Minerals. 2019. № 9 (1). V. 59 doi:10.3390/min9010059.
10. Bai Z.J., Zhong H., Hu R.Z., Zhu W.G. Early sulfide saturation in arc volcanic rocks of southeast China: Implications for the formation of co-magmatic porphyry–epithermal Cu–Au deposits // Geochim. Cosmochim. Acta. 2020. V. 280. P. 66–84. https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.04.014.
11. Bayanova T.B, Ludden J., & Mitrofanov F.P. Timing and duration of Palaeoproterozoic events producing orebearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications. In S.M. Reddy, R. Mazumder, D.A.D. Evans, & A.S. Collins (ed.), Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution. Geological Society, London. Special Publications. 2009. V. 323. P. 165–198.
12. 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 $^{3}He/^{4}He$ 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).
13. Bolhar R., Tappe S., Wilson A.H., Ireland T., Avila J., Anhaeusser C. A petrochronology window into near-surface fluid/rock interaction within Archaean ultramafic-mafic crust: Insights from the 3.25 Ga Stolzburg Complex, Barberton Greenstone Belt. Chemical Geologyю 2021. V. 569. 120130.
14. Cao Z., Cao H., Tao C., Li J., Yu Z., Shu L. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from Southwest Indian Ridge // Acta Oceanol. Sin. 2012. V. 31. P. 62–69. https://doi.org/10.1007/s13131-012-0192-1.
15. Chen Y.-J., Pirajno F., Qi J.-P. The Shanggong gold deposit, Eastern Qinling Orogen, China: Isotope geochemistry and implications for ore genesis // Journal of Asian Earth Sciences. 2008. № 3–4 (33). С. 252–266.
16. Gudelius D., Zeh A., Almeev R.R., Wilson A.H., Fischer L.A., Schmitt A.K. Zircon melt inclusions in mafic and felsic rocks of the Bushveld Complex – Constraints for zircon crystallization temperatures and partition coefficients // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2020. V. 289. P. 158–181.

17. Jiang S.-Y., Slack J.F., Palmer M.R. Sm-Nd dating of the giant Sullivan Pb-Zn-Ag deposit, British Columbia // Geology. 2000. V. 28. № 8. P. 751–754.
18. Jiao Q., Wang L., Deng T., Xu D., Chen G., Yu D., Ye T., Gao Y.,. Origin of the ore-forming fluids and metals of the Hetai goldfield in Guangdong Province of South China: Constraints from C-H-O-S-Pb-He-Ar isotopes // Ore Geol. Rev. 2017. V. 88. P. 674–689. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.04.005.
19. Kiseeva E.S., Wood B.J. The effects of composition and temperature on chalcophile and lithophile element partitioning into magmatic sulphides // Earth and Planetary Science Letters. 2015. V. 424. P. 280–294.
20. Kong P., Deloule E., Palme H. REE-bearing sulfide in Bishunpur (LL3.1), a highly unequilibrated ordinary chondrite // Earth Plan. Sci. Lett. 2000. V. 177. P. 1–7.
21. Kotelnikov A.E., Kolmakova D.A., Kotelnikova E.M. Determination of the copper-nickel ores formation sequence of the Kun-Manye deposit (Amur region) // RUDN Journal of Engineering Researches. 2020. № 1 (21). С. 48–57.
22. Li Q.-L., Chen F., Yang J.-H., Fan H.-R. Single grain py-rite Rb-Sr dating of the Linglong gold deposit, eastern China // Ore Geology Reviews. 2008. V. 34. P. 263–270.
23. Li Y. Chalcophile element partitioning between sulfide phases and hydrous mantle melt: Applications to mantle melting and the formation of ore deposits // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V. 94. P. 77–93.
24. Li H., Kong H., Guo B.-Y., Soh Tamehe L., Zhang Q., Wu Q.-H., Xi X.-S. Fluid inclusion, H–O–S isotope and rare earth element constraints on the mineralization of the Dong'an Sb deposit, South China // Ore Geol. Rev. 2020. V. 126. 103759. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103759.
25. Lodders K. An experimental and theoretical study of rare-earth-element partitioning between sulfides (FeS, CaS) and silicate and applications to enstatite achondrites // Meteorifics and Planetary Science. 1996. V. 31. P. 149–166.
26. Lüders V., Ziemann M. Possibilities and limits of infrared light microthermometry applied to studies of pyrite-hosted fluid inclusions // Chem. Geol. 1999. V. 154. P. 169–178. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00130-2.
27. Mao G., Hua R., Gao J., Li W., Zhao K., Long G., Lu H.. Existing forms of REE in gold-bearing pyrite of the Jinshan gold deposit, Jiangxi Province, China // J. Rare Earths. 2009. V. 27. P. 1079–1087. https://doi.org/10.1016/S1002-0721(08)60392-0.
28. Mills R.A., Elderfield H. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG Mound, 26°N Mid-Atlantic Ridge // Geochim. Gosmochim. Acta. 1995. V 59. № 17. P. 3511–3524.
29. Mitrofanov F.P., Bayanova T.B., Ludden J.N., Korchagin A.U., Chashchin V.V., Nerovich L.I., Serov P.A., Mitrofanov A.F., Zhirov D.V. Origin and Exploration of the Kola PGE□bearing Province: New Constraints from Geochronology / Ore Deposits: Origin, Exploration, and Exploitation / Edited by Sophie Decree and Laurence Robb // Geophysical Monograph Series. Wiley. 2019. P. 3–36. ISBN: 978-1-119-29055-1.
30. Morgan J.W., Wandless G.A. Rare earth element distribution in some hydrothermal elements: evidence for crystallographic control // Geochim. Cosmochim. Acta. 1980. V. 44. P. 973–980.
31. Ni Z.-Y., Chen Y.-J., Li N., Zhang H. Pb-Sr-Nd isotope constraints on the fluid source of the Dahu Au-Mo deposit in Qinling Orogen, central China, and implication for Triassic tectonic setting // Ore Geology Reviews. 2012. V. 46. P. 60–67.
32. Ostendorf J., Henjes-Kunst F., Seifert T., Gutzmer J. Age and genesis of polymetallic veins in the Freiberg district, Erzgebirge, Germany: constraints from radiogenic isotopes // Miner. Depos. 2019. V. 54. P. 217–236. https://doi.org/10.1007/s00126-018-0841-1.
33. Patten C., Barnes S.-J., Mathez E. A., Jenner F. E. Partition coefficients of chalcophile elements between sulfide and silicate melts and the early crystallization history of sulfide liquid: LA-ICP-MS analysis of MORB sulfide droplets // Chemical Geology. 2013. V. 358. P. 170–188.
34. Pirajno F. Hydrothermal Processes and Mineral Systems / F. Pirajno, Dordrecht: Springer Netherlands. 2009. 1250 c.
35. Pokrovski G.S., Kokh M.A., Proux O., Hazemann J.L., Bazarkina E.F., Testemale D., Escoda C., Boiron M.C., Blanchard M., Aigouy T., Gouy S., de Parseval P., Thibaut M. The nature and partitioning of invisible gold in the pyrite-fluid system // Ore Geol. Rev. 2019. V.109, 545–563. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.04.024.
36. Ruan B., Liao M., Sun B., Chen C. Origin and nature of parental magma and sulfide segregation of the baixintan magmatic ni–cu sulfide deposit, southern central asian orogenic belt (Caob), nw china: Insights from mineral chemistry of chromite and silicate minerals. Minerals. 2020. V. 10. P. 1–20. https://doi.org/10.3390/min10121050.
37. Tao C.H., Li H.M., Huang W., Han X.Q., Wu G.H., Su X., Zhou N., Lin J., He Y.H., Zhou J.P. Mineralogical and geochemical features of sulfide chimneys from the 49°39′E hydrothermal field on the Southwest Indian Ridge and their geological inferences // Chinese Sci. Bull. 2011. V. 56. P. 2828–2838. https://doi.org/10.1007/s11434-011-4619-4.

38. Wan B., Hegner E., Zhang L., Rocholl A., Chen Z., Wu H., Chen F. Rb-Sr geochronology of chalcopyrite from the Chehugou porphyry Mo-Cu deposit (Northeast China) and geochemical constraints on the origin of hosting granites // Econ. Geol. 2009. V. 104. P. 351–363.
39. Wang S., Li H., Zhai S., Yu Z., Cai Z. Geochemical features of sulfides from the Deyin-1 hydrothermal field at the southern Mid-Atlantic Ridge near 15°S. // J. Ocean Univ. China 2017. V. 16. P. 1043–1054. https://doi.org/10.1007/s11802-017-3316-6.
40. Wohlers A., Wood B.J. Uranium, thorium and REE partitioning into sulfide liquids: Implications for reduced S-rich bodies // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2017. V. 205. P. 226–244.
41. Wood B.J., Kiseeva E.S. Trace element partitioning into sulfide: How lithophile elements become chalcophile and vice versa // American Mineralogist.2015. V. 100. P. 2371–2379.
42. Xu L., Yang J.H., Zeng Q.D., Xie L.W., Zhu Y.S., Li R., Li B. Pyrite Rb-Sr, Sm-Nd and Fe isotopic constraints on the age and genesis of the Qingchengzi Pb-Zn deposits, northeastern China // Ore Geol. Rev. 2020. V. 117. 103324. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103324.
43. Yang J.-H., Zhou X.-H. Rb-Sr, Sm-Nd, and Pb isotope systematics of pyrite: Implications for the age and genesis of lode gold deposits // Geology. 2001. V. 29. № 8. P. 711–714.
44. Zeng Z., Ma Y., Yin X., Selby D., Kong F., Chen S. Factors affecting the rare earth element compositions in massive sulfides from deep-sea hydrothermal systems. // Geochemistry Geophys. Geosystems. 2015. V. 18. P. 1541–1576. https://doi.org/10.1002/2015GC005812.
45. Zhao K.D., Jiang S.Y. Rare earth element and yttrium analyses of sulfides from the Dachang Sn-polymetallic ore field, Guangxi Province, China: Implication for ore genesis // Geochem. J. 2007. V. 41. P. 121–134. https://doi.org/10.2343/geochemj.41.121.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 359–362

Микропримеси в галените «красичных» жил Березовского месторождения, по данным LA-ICP-MS

Сидорова Н.В. [1], Артемьев Д.А. [2]
[1] ИГЕМ РАН, Москва, nsidorova989@mail.ru
[2] ИминУрО РАН, Миасс, daartemyev@gmail.com

Аннотация. В статье приведены новые данные по составу и распределению элементов-примесей в галените сульфидно-кварцевых «красичных» жил, полученные методом LA-ICP-MS. Количество основных элементов-примесей в галените (Cu, As, Ag, Cd, Sn, Sb, Tl, Te, Bi) варьирует не только для разных жил, но и в пределах одной жилы. Особенностью галенита «красичных» жил стало неравное распределение в нем меди, сурьмы и золота. Золото выше предела обнаружения установлено в 12 из 32 проб и достигает 0.6 г/т. Прослеживается корреляция в парах Au-Ag 0.85, Au-Tl 0.8, Au-Bi 0.7. По всей выборке (n = 32) для пар Bi-Ag, Bi-Tl, Ag-Tl отмечена высокая степень корреляции (r = 0.9). Золото может присутствовать в галените вместе с твердым раствором матильдит-миаргирит $AgBiS_2$ – $AgSbS_2$.

Ключевые слова: Березовское месторождение, лиственитты, галенит, золото, LA-ICP-MS.

Trace elements in galena (LA-ICP-MS) of the «krassyk» gold-sulphide-quartz veins from the Berezovsk deposit

Sidorova N.V. [1], Artem`ev D.A. [2]
[1] IGEM RAS, Moscow, nsidorova989@mail.ru
[2] Imin RAS, Miass, aartemyev@gmail.com

Abstract. New data was obtained on the composition and distribution of trace elements in galena from the «krassyk» gold-sulphide-quartz veins. According to LA-ICP-MS analysis the content of trace elements in galena, such as Cu, As, Ag, Cd, Sn, Sb, Tl, Te, Bi, varies in different veins and within the same vein. Specific feature of the galena from the «krassyk» veins is nonunifom distribution of copper, antimony and gold in ablation spectrums. Gold above the detection limit is found in 12 of the 32 samples and reaches 0.6 g/t. There is a positive correlation between Au-Ag 0.85, Au-Tl 0.8, Au-Bi 0.7. For the entire sample (n = 32) a high degree of correlation was observed between Bi-Ag, Bi-Tl, and Ag-Tl with the correlation coefficient (r = 0.9). Gold may be present in galena together with a solid solution of mathildite-miargyrite $AgBiS_2$ – $AgSbS_2$.

Key words: The Berezovsk Gold Deposit, listvenite, galena, gold, LA-ICP-MS.

Березовское месторождение расположено на Среднем Урале, в 12 км С-В от г. Екатеринбурга и представляет собой систему многочисленных даек гранитоидов (C_3) (субмеридиональных и ССВ), залегающих в метаморфизованных (ФЗС) вулканогенно-осадочных породах (O-S) с линзами и пластами гипербазитов (Бородаевский, Бородаевская, 1947; Прибавкин и др., 2012; Vikent`eva et. al., 2017). Золотосодержащими рудами являются сульфидно-кварцевые жилы и их зальбанды. Золотоносные жилы делятся на «лестничные» (полосовые) и «красичные». Первые приурочены к гранитоидным дайкам и ограничены контактами даек, вторые залегают во вмещающих зеленокаменных породах и серпентинитах, лиственитизированных около жил. «Красичные» жилы сульфидно-кварцевого состава залегающие вне даек, располагаются почти всегда группами (свитами) по 4-5 (иногда 10 и более) параллельных кулисно расположенных жил длиной каждая до 40, иногда 70-100 м. Расстояние между жилами от 3-5 до 10-15 м, а между свитами – до 1 км и более. Простирание и падение их аналогично жилам, залегающим в дайках, мощность жил варьирует в пределах 0.1-0.3 м, иногда достигает 0.5-1.0 м (Золоторудные…, 1984). Помимо основной золотоносной метасоматической формации на периферии Березовского месторождения, в центре Шарташского плутона, локально распространены метасоматиты гумбеитовой формации, также относящиеся к золотоносным (Спиридонов, 1997). Шарташский массив полого погружается под Березовское золоторудно-дайковое поле и в районе месторождения кровля массива располагается на глубине до 4 км. На глубоких горизонтах

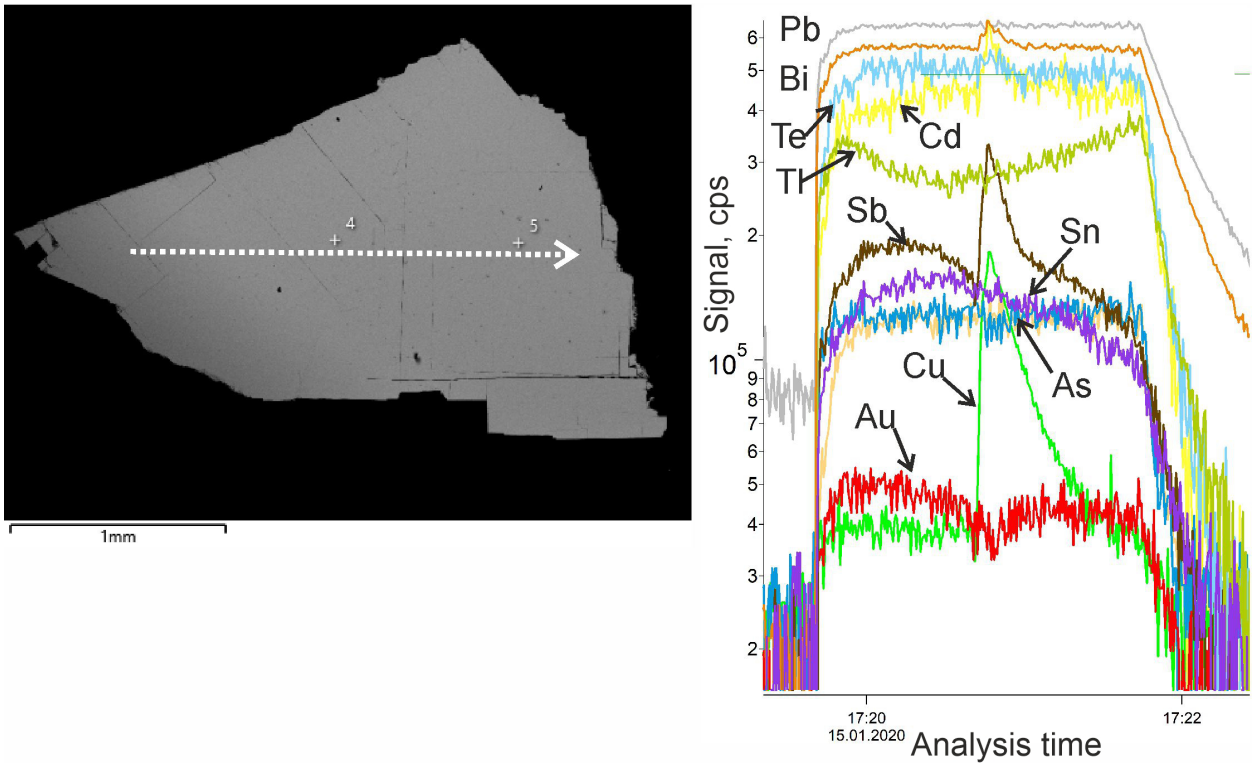


Рис. 1. BSE-изображение агрегата галенита с профилем абляции. Средние содержания элементов в области 4 (LA-ICP-MS, ppm): Bi – 21300; Ag – 10010; Te – 216; Cd – 115; Tl – 15; Sn – 15; Sb – 33; Cu – 4; As – 52; Au – 0.6; в области 5: Bi – 20700; Ag – 9650; Te – 204; Cd – 126; Tl – 18; Sn – 10; Sb – 21; Cu – 12; As – 54; Au – 0.4. Резкий пик Bi-Te-Sb-Cu связан с прохождением профиля через микротрещину по спайности.

Fig. 1. BSE-image of galena aggregate with ablation profile. Average content of the impurity elements around the point 4 (LA-ICP-MS, ppm): Bi – 21300; Ag – 10010; Te – 216; Cd – 115; Tl – 15; Sn – 15; Sb – 33; Cu – 4; As – 52; Au – 0.6;around the point 5: Bi – 20700; Ag – 9650; Te – 204; Cd – 126; Tl – 18; Sn – 10; Sb – 21; Cu – 12; As – 54; Au – 0.4.The sharp peak of Bi-Te-Sb-Cu is caused by penetration of the ablation profile in a cleavage microfracture.

Березовского месторождения описаны лиственитоподобные метасоматиты, отнесенные авторами к гумбеитовой формации (Спиридонов и др., 2014).

Применение современных прецизионных методов исследования минерального вещества (РСМА, ЛА-ИСП-МС) для повсеместно распространенных сульфидов (пирита, галенита и т.д.) золотоносных метасоматических формаций Березовского месторождения актуально для выяснения поведения микроэлементов при разных условиях рудообразования.

В предыдущих работах по изучению микросостава и распределения элементов-примесей в пирите методом LA-ICP-MS (Сидорова и др., 2019) было показано, что в целом пирит на месторождении имеет однотипный набор элементов примесей и характер их распределения. Исключением здесь стал золотоносный пирит, обнаруженный локально и, судя по всему, являющийся редкой находкой.

Галенит на месторождении можно отнести к повсеместно распространенным сульфидам, он развит по трещинам в агрегатах пирита в срастании с самородным золотом, блеклой рудой, халькопиритом, айкинитом, козалитом, а также слагает мономинеральные гнезда. Хотя вторым по распространенности рудным минералом в золотоносных жилах считается блеклая руда, в отобранных образцах «красичных» жил, местами, такое значение имел и галенит. Предпосылкой для сравнения состава галенита тыловых зон разных метасоматических колонок стало обнаружение неоднородного распределения Cu, Sbи Au в галените сульфидно-кварцевых прожилков в гумбеитах Шарташского массива (Сидорова др., 2019).

Элементы-примеси в галените изучались с помощью лазерной абляционной системы NewWaveResearch UP-213 (США), сочлененной с квадрупольным масс-спектрометром Agilent

7700x (AgilentTechnologies, США) в ИминУрО РАН (г. Миасс) (аналитик Д.А. Артемьев). Параметры съемки детально описаны в статье (Артемьев и др., 2017). Каждый анализ проводился прожиганием линии с диаметром лазерного пучка 100 мкм.

Для анализа методом LA-ICP-MS было выбрано 14 зерен галенита из 5 сульфидно-кварцевых «красичных» жил. В BSE-режиме зерна галенита однородные и не имеют видимых включений. При сопоставлении результатов СЭМ и ЛА-ИСП-МС выявлено, что количество основных элементов-примесей в галените (Cu, As, Ag, Cd, Sb, Te, Bi) варьирует не только для разных жил, но и в пределах одной жилы. Наряду с этим, перечисленные химические элементы можно отнести к изоморфным примесям в галените. Вариации содержаний «макрокомпонентов», в ppm: Ag 818–10010 при ср.геом. 1800; Bi 400–28300 при ср.геом. 2800; Te 90–1165 при ср.геом. 180. Остальные микропримеси, встречающиеся повсеместно (мин–макс/ср.геом., ppm): As 5–80/27; Cd 57–221/140; In 0.001–0.5/0.1; Sn 2–29/13; Sb 8–770/140; Tl 1–18/2. Медь (0.5–840 при ср.геом. 8 ppm) также относится к повсеместно встречающимся примесям, но зачастую её распределение в галените неравномерное. Цинк обнаружен в половине проб в количестве от 0.4 до 32 ppm; селен – в 80 % проб в количестве от 0.9 до 8.5 ppm. Золото выше предела обнаружения установлено в 12 из 32 проб и достигает 0.6 г/т.

Отличительной особенностью галенита «красичных» жил стало неравное распределение в нем меди, сурьмы и золота. Эта закономерность проиллюстрирована на рисунке 1. По всей выборке (n=32) для пар Bi-Ag, Bi-Tl, Ag-Tl отмечена высокая степень корреляции (r=0.9). В галените с золотом прослеживается корреляция в парах Au-Ag 0.85, Au-Tl 0.8, Au-Bi 0.7, при общем количестве проб абляции 12. При этом в галените с содержанием золота на уровне предела обнаружения также наблюдалось неоднородное распределение меди.

Золото может присутствовать в галените вместе с твердым раствором матильдит-миаргирит $AgBiS_2$ – $AgSbS_2$.

Подобный характер распределения золота был установлен галените из гумбеитов Шарташского массива (Сидорова др., 2019). Но здесь не было прослежено корреляционных связей Au ни с какими микроэлементами, а высокие степени корреляционных отношений зафиксированы в парах Cu-Sb 0.87, Cu-Ag 0.72, Ag-Sb 0.89, Bi-Tl 0.71 (n=33). Из чего сделано предположение, что неоднородное распределение Au, Cu и Sb может быть связано с тонкодисперсными включениями бурнонита $CuPbSbS_3$, поскольку последний является характерным и распространенным минералом гумбеитов и наличие которого могло способствовать осаждению субмикроскопического самородного золота. В галените лестничных жил золото диагностировано в редких пробах в виде дискретных пиков.

Таким образом, состав микропримесей и их распределение в галените «красичных» жил отличен от такового в галените лестничных жил, но имеет схожие черты в распределении золота с гумбеитовым галенитом.

Работа выполнена в рамках базовой темы и частично поддержана из средств грантов РФФИ (20-05-00849).

Литература

1. Артемьев Д.А., Масленников В.В., Филиппова К.А. Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией в минералого-геохимических исследованиях института минералогии УрО РАН // Металлогения древних и современных океанов. 2017. № 1. С. 201–206.
2. Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б. Березовское рудное поле. М. Изд-во: Металлургиздат. 1947. 264 с.
3. Золоторудные месторождения. Т. 1 (Европейская часть СССР). Ред. Бородаевская М.Б., Бородаевский Н.И. М. Изд-во: ЦНИГРИ. 1984. 291 с.
4. Прибавкин С.В., Монтеро П., Беа Ф., Ферштатер Г.Б. U-Pb возраст пород и оруденения Березовского золоторудного месторождения (Средний Урал) // Труды института геологии и геохимии им. Академика А.Н. Заварицкого. 2012. №159. С. 211–217.
5. Сидорова Н.В., Викентьев И.В., Абрамова В.Д., Ковальчук Е.В. Золото и другие элементы-примеси в пирите Березовского месторождения, Средний Урал // Литосфера. 2019. Т. 19. № 2. С. 327–336.

6. Сидорова Н.В., Ковригина С.В. О неоднородности состава галенита гумбеитов Шарташского массива, Березовское рудное поле, Средний Урал // Металлогения древних и современных океанов. 2019. № 1. С. 178–181.
7. Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Середкин М.В., Куруленко Р.С., Прокофьев В.Ю., Устинов В.И., Прибавкин С.В., Филимонов С.В. Гумбеитовая формация Урала. М. Изд-во: Геологич. ф-т МГУ. 1997. 100 с.
8. Спиридонов Э.М., Сидорова Н.В., Нурмухаметов Ф.М., Коротаева Н.Н., Куликова И.М., Поленов Ю.А., Трошкина А.Н. Лиственитоподобныеапопикритовыефлогопит-магнезитовыегумбеитыБерёзовского месторождения золота с цирконом, монацитом, ксенотимом, фторапатитом, турмалином, реликтовым цинкохромитом // Уральский геологический журнал. 2014. № 1 (97). С. 20–67.
9. Vikent'eva O.V., Bortnikov N.S., Vikentyev I.V., Groznova E.O., Lyubimtseva N.G., Murzin V.V. The Berezovskgiantintrusion-related gold-quartz deposit, Urals, Russia: Evidence for multiple magmatic and metamorphic fluid reservoirs // Ore Geol. Rev. 2017. V. 91. P. 837–863. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.08.018.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 363–367

Ксенотим-(Y) из мусковитовых пегматитов юго-восточной оконечности п-ова Канин

Соболева А.А., Филиппов В.Н.
Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, aa_soboleva@mail.ru

Аннотация. Исследован ксенотим-(Y) из мусковитовых пегматитов юго-восточной оконечности п-ова Канин, локализованных среди докембрийских пород микулкинской серии, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. Ксенотим-(Y) встречается в виде кристаллов размером 50–400 мкм и синтаксических сростков с цирконом. Выявлено неоднородное пятнистое внутреннее строение зерен ксенотима. Наличие чередующихся светлых и темных в режиме BSE участков, в разной степени обогащенных U, постоянство их состава, отсутствие корреляции содержаний U и Th с другими элементами, входящими в состав ксенотима, позволяет предположить, что пятнистое строение ксенотима-(Y) обусловлено распадом высокотемпературного ксенотимового твердого раствора при остывании пегматитового тела.
Ключевые слова: ксенотим-(Y), пегматиты, циркон, п-ов Канин.

Xenotime-(Y) from muscovite pegmatite of the southeastern extremity of the Kanin Peninsula

Soboleva A.A., Filippov V.N.
Institute of Geology, FRC Komi Scientific Center, UB RAS, Syktyvkar, aa_soboleva@mail.ru

Abstract. Xenotime-(Y) from muscovite pegmatite located in the southeastern extremity of the Kanin Peninsula within Precambrian rocks of the Mikulkinskaya Group metamorphosed under amphibolite facies conditions was studied. Xenotime-(Y) occurs as crystals 50–400 μm in size and syntactic intergrowths with zircon. We revealed patchy zoning internal texture of xenotime grains. The presence of alternating light and dark in BSE clusters enriched in U in varying degrees, the constancy of their composition, and the lack of correlation of the U and Th contents with other elements that constitute xenotime suggests that patchy zoning texture of xenotime-(Y) resulted from decomposition of high-temperature xenotime solid solution during cooling of the pegmatite body.
Key words: xenotime- (Y), pegmatite, zircon, Kanin Peninsula.

Введение

Полуостров Канин представляет собой приподнятый блок Тиманской гряды, где верхнедокембрийские осадочно-метаморфические толщи и магматические породы позднерифейского-кембрийского возраста слагают хребет Канин Камень. В осевой части этого хребта обнажаются преимущественно терригенные породы, которые во многих местах прорваны долеритами, а также на одном участке побережья Баренцева моря на северо-западе п-ова Канин - мусковит-биотитовыми гранитами с U-Pb возрастом 883 ± 16 млн. лет, монцонитоидами и лампрофирами с U-Pb возрастами 505 ± 7 млн. лет и 504 ± 7 млн. лет соответственно (Андреичев и др., 2018). Пегматитовые жилы выходят на поверхность на крайнем юго-востоке полуострова в поле распространения пород микулкинской серии. Граниты, с которыми могли бы быть связаны пегматиты, не выходят на поверхность и не вскрыты скважинами, их наличие предполагается только по геофизическим данным (Гецен и др., 1985). Возраст пегматитов, определенный K-Ar методом по монофракциям мусковита и полевых шпатов – 640-494 млн. лет (Мальков, Пучков, 1964, Костюхин, 1984).

Геологическая позиция пегматитов

Наиболее ранние опубликованные сведения о гранитных пегматитах п-ова Канин принадлежат Ю.П. Ивенсену, который описал морфологию пегматитовых жил и особенности их минерального состава (Ивенсен, 1964). Геолого-структурная позиция, формационная принадлежность, петрогенезис этих пород и результаты изучения породообразующих минералов нашли позднее отражение в работах В.Г. Гецена и М.Н. Костюхина (Гецен, 1975, Костюхин, 1979, Костюхин, 1984, Костюхин, Степаненко, 1987).

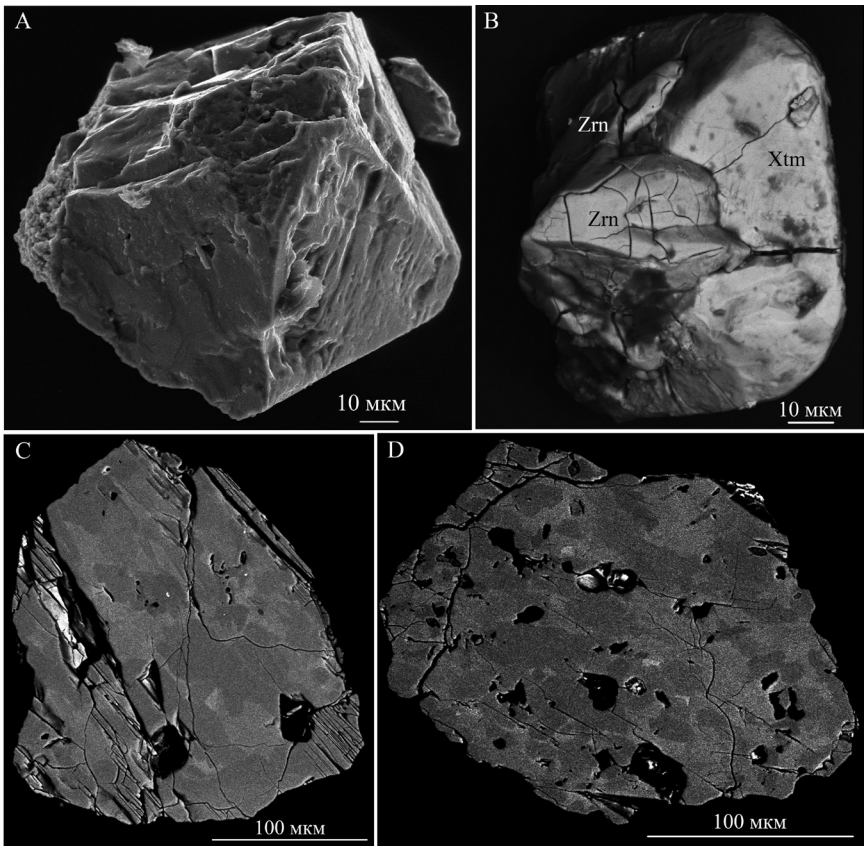


Рис. 1. Ксенотим-(Y) из мусковитовых пегматитов юго-восточной части п-ова Канин.
A – кристалл ксенотима-(Y), B – синтаксический сросток ксенотима-(Y) и циркона, C и D – внутреннее пятнистое строение зерен ксенотима-(Y). Изображения в режимах вторичных (A) и упруго-отраженных (B-D) электронов и состав минералов получены на микрозонде JEOL (JSM-6400) с энергодисперсионным спектрометром LINK в ЦКП «Геонаука» УрО РАН в г. Сыктывкар.

Fig. 1. Xenotime-(Y) from muscovite pegmatites of the southeastern part of the Kanin Peninsula.
A – crystal of xenotime-(Y), B – syntactic intergrowth of xenotime-(Y) and zircon, C and D – internal patchy zoning texture of xenotime-(Y) grains. SE (A) and BSE (B-D) images, and compositions of minerals were obtained with JEOL microprobe (JSM-6400) equipped with LINK energy dispersive spectrometer at the «Geonauka» Center for Collective Use of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences in Syktyvkar.

Жилы гранитных пегматитов сконцентрированы на южном и восточном побережье Чёшской губы в районе мыса Микулкин. Вмещающие породы микулкинской серии представлены гранат-кварц-биотитовыми кристаллическими сланцами, содержащими участками дистен и ставролит (Костюхин, Степаненко, 1987). Сланцы чередуются с прослоями гранат-биотитовых кварцитов. Пегматитовые тела располагаются в зоне развития дистен-альмандиновой субфации регионального метаморфизма дистен-силлиманитового типа (Новицкий, 1976).

Выделяется три типа пегматитовых жил – послойные жилы, расположенные согласно сланцеватости вмещающих метаморфических пород микулкинской серии (1); жилы, секущие сланцеватость, но смятые в складки вместе с кристаллосланцами (2) и наиболее поздние прямолинейные секущие жилы (3), постметаморфические и постскладчатые (Костюхин, Степаненко, 1987).

М.Н. Костюхиным пегматиты Канина были отнесены к мусковитовой формации и к группе пегматитов больших глубин (Костюхиин, Степаненко, 1987). Температура начальных стадий образования пегматитов Канин оценивается как 600-680°С при общем давлении 6-8 кбар и давлении воды 3-3.5 кбар (Новицкий, 1975). Завершение процесса пегматитообразования происходило при 400-510°С (Костюхин, 1979).

Таблица 1. Средний состав светлых и темных (в режиме BSE) участков ксенотима, мас. %.
Table 1. Average composition of bright and dark (in BSE) xenotime clasters, wt. %.

Компоненты	Светлые участки (N=57)			Темные участки (N=58)		
	Пределы	Среднее	СКО	Пределы	Среднее	СКО
P_2O_5	27.64-33.05	30.79	1.09	28.38-34.14	31.12	1.40
Y_2O_3	43.80-49.94	47.00	1.22	44.67-52.19	48.41	1.72
Sm_2O_3	0.48-1.96	1.13	0.26	0.44-1.78	1.08	0.34
Gd_2O_3	2.55-5.79	4.74	0.59	3.64-5.70	4.80	0.55
Tb_2O_3	0-2.64	1.24	0.69	0.26-2.89	1.21	0.62
Dy_2O_3	5.60-8.28	6.76	0.54	5.47-9.30	6.99	0.83
Ho_2O_3	0.08-2.98	1.21	0.67	0.51-2.37	1.36	0.51
Er_2O_3	1.61-4.59	3.05	0.58	1.52-4.55	3.08	0.63
Tm_2O_3	0.01-1.07	0.60	0.18	0.12-1.33	0.56	0.45
Yb_2O_3	0.96-3.56	2.10	0.54	1.10-4.17	2.14	0.67
ThO_2	0-1.26	0.50	0.31	0.01-1.03	0.40	0.11
UO_3	0.69-4.00	2.61	0.59	0-3.05	0.89	0.25

Нами были исследован ксенотим, отобранный из пробы, взятой из центральной части наиболее крупного секущего доскладчатого тела пегматитов (67.82026°с.ш., 46.70011°в.д.), имеющего видимую мощность 38 м. Тело имеет отчетливо зональное строение. Внешняя его зона видимой мощностью 3-5 м сложена крупнозернистыми пегматитами с графической структурой. Внутренняя зона мощностью 30 м представлена блоковыми гранат-мусковит-кварц-полевошпатовыми пегматитами, содержащими кристаллы калиевого полевого шпата размером до 15 см и дымчатого кварца – до 10 см, мусковита размером первые сантиметры и зерна граната (спессартина-альмандина) размером до 8 мм, распределенные неравномерно, участками. В пегматитовых жилах этого типа установлены, кроме перечисленных минералов, биотит, апатит, циркон, ильменит, дистен, монацит, анатаз, пирит, халькопирит и халькозин (Костюхин, Степаненко, 1987).

Результаты изучения ксенотима

Ксенотим-(Y) был выделен из тяжелой электромагнитной фракции пробы мусковитового пегматита. Он представлен самостоятельными зернами и их обломками размером 50-400 мкм (рис. 1, A), в которых часто можно видеть грани тетрагональной бипирамиды {011} и иногда пинакоида {001}. Зерна желтовато-коричневого цвета, непрозрачные, в режиме вторичных электронов выглядят крепкими и однородными. На гранях кристаллов в электронном микроскопе часто наблюдается параллельная штриховка, а в зернах видны параллельные плоскости спайности. Ксенотим-(Y), кроме того, встречается в виде ориентированных синтаксических сростков с цирконом (рис. 1, B). Подобные срастания отмечаются в пегматитах из разных регионов мира, например, в работах (Лабунцов, 1939, Попов и др,, 2006, Попова и др., 2016, Wan Fuad Wan Hassan, 1989 и др.).

Полированные срезы изученных нами кристаллов ксенотима-(Y) демонстрируют их весьма неоднородное, но во всех случаях однотипное внутреннее строение. На изображениях в режиме упруго-отраженных электронов (рис. 1, C, D) видно, что зерна состоят из чередующихся более светлых и более темных участков. Нельзя сказать, что осветление наблюдается по периферии зерен или по трещинам и вокруг полостей. Эти участки неправильной формы с достаточно четкими границами имеют размеры примерно от 10 до 100 мкм.

Среди редкоземельных элементов, замещающих иттрий в исследованном ксенотиме-(Y), преобладают Dy (Dy_2O_3 – 5.47-9.30 мас. %), Gd (Gd_2O_3 – 2.55–5.79 мас. %), Er (Er_2O_3 – 1.52–4.59 мас. %).

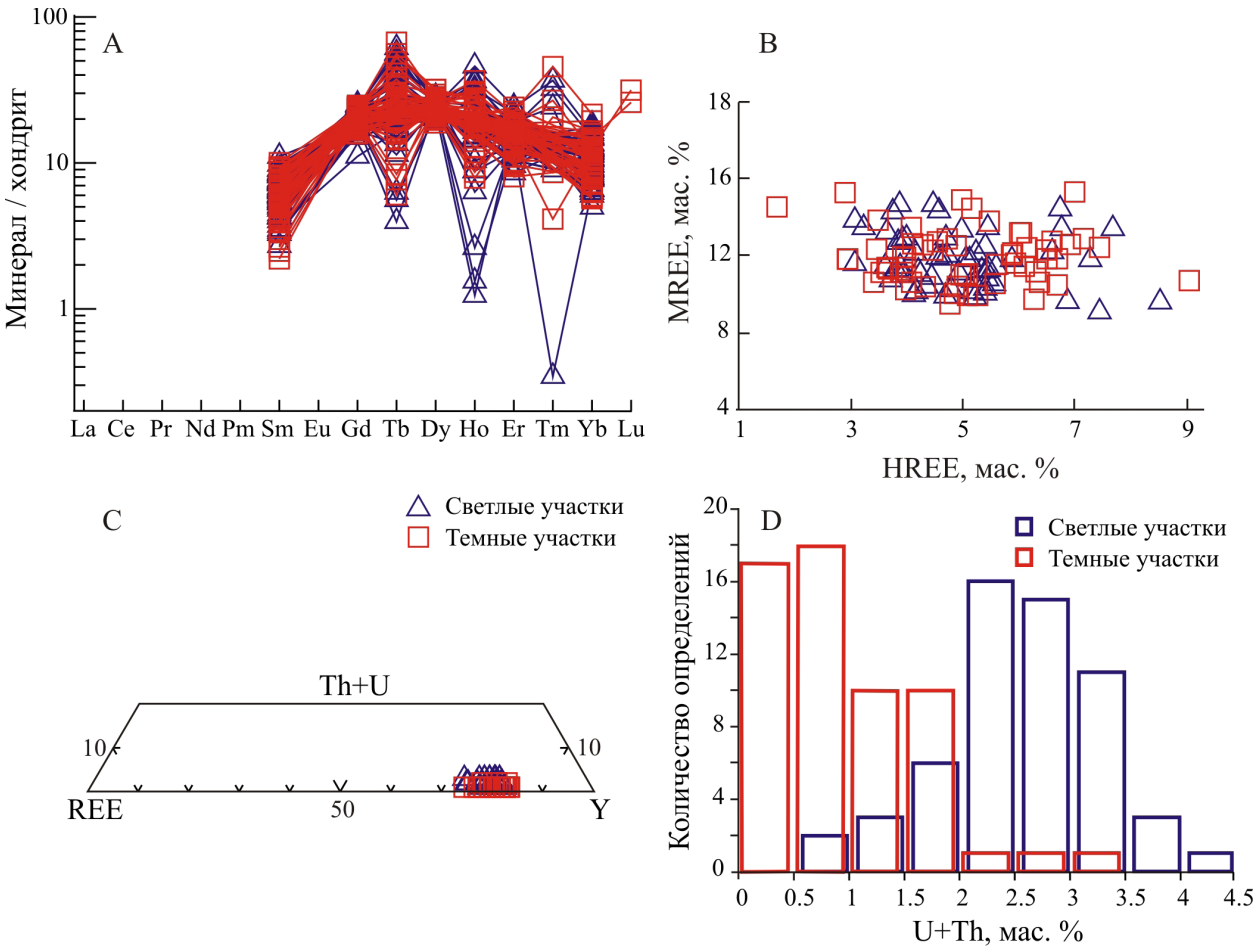


Рис. 2. Состав светлых и темных (в режиме BSE) участков зерен ксенотима-(Y) на графике распределения REE, нормированных к хондриту CI (A), диаграммах MREE-HREE (B) и REE-(Th+U)-Y (C), гистограмме распределения U+Th (D). REE – сумма редких земель, MREE – средние редкие земли (Sm-Dy), HREE – тяжелые редкие земли (Ho-Lu). Состав хондрита CI по (Sun, McDonough, 1989).

Fig. 2. Composition of bright and dark (in BSE) clusters of xenotime-(Y) grains on CI chondrite-normalized REE patterns (A), MREE-HREE (B) and REE-(Th+U)-Y (C) diagrams, U+Th histogram (D). REE – sum of rare earth elements, MREE – medium rare earth elements (Sm-Dy), HREE – heavy rare earth elements (Ho-Lu). Chondrite CI composition after (Sun, McDonough, 1989).

Постоянно присутствуют Yb (Yb_2O_3 – 0.96–4.17 мас. %) и Sm (Sm_2O_3 – 0.44–1.96 мас. %), часто определяются Tb (Tb_2O_3 до 2.89 мас.%) и Ho (Ho_2O_3 до 2.98 мас. %) и иногда – Tm (Tm_2O_3 до 1.33 мас. %). U (до 4 мас. % UO_3) и Th (до 1.26 % ThO_2) содержатся практически во всех зернах ксенотима-(Y).

Светлые и темные в режиме упруго-отраженных электронов участки ксенотима-(Y) очень близки по содержаниям оксидов главных элементов – P_2O_5, Y_2O_3, Dy_2O_3, Gd_2O_3, Er_2O_3, Yb_2O_3 и Sm_2O_3 (табл. 1). Между ними нет заметных различий по концентрациям и характеру распределения редкоземельных элементов (рис. 2, A), так же как и по соотношению средних (MREE) и тяжелых (HREE) редких земель (рис. 2, B). Единственным обнаруженным отличием является содержание U, которым заметно обогащены светлые участки, где среднее содержание UO_3 составляет 2.61±0.59 мас. % против 0.89±0.25 мас. % в темных участках (табл. 1, рис. 2, C). В светлых участках также чуть выше содержание ThO_2, но из-за низкой его концентрации эта тенденция прослеживается намного хуже. Гистограмма распределения суммы U и Th (рис. 2, D) подтверждает, что светлые и темные участки имеют вполне определенные и достаточно постоянные составы. В 54 % случаев светлые участки ксенотима-(Y) содержат от 2 до 3 мас. % суммы (U+Th) с максимумом встречаемости в интервале 2-2.5 мас. %. Для темных участков в 60 % анализов содержание (U+Th) менее 1 %, а наиболее распространены составы с 0.5-1 мас. %.

Между концентрациями U и Th существует незначительная положительная корреляция: величина коэффициента корреляции Пирсона составляет 0.20 в светлых участках и 0.34 – в темных. Значимой связи U и Th с другими элементами, входящими в состав изученного ксенотима-(Y), не обнаруживается.

Обсуждение результатов

Неоднородное пятнистое строение ксенотима-(Y) устанавливалось и ранее при изучении минералогии пегматитов. Так, например, в работе В.И. Поповой с соавторами в ксенотиме-(Y) из гранитных пегматитов г. Сорочьей на Южном Урале отмечаются светлые в упруго-отраженных электронах участки ксенотима с содержанием 1.3-1.4 мас. % UO_2 и более темные участки с 0.5-0.9 мас. % UO_2 (Попова и др., 2016). В этой работе делается предположение о том, что расположение более урановых участков приурочено к секторам роста кристалла ксенотима. Однако наши результаты изучения многочисленных зерен ксенотима-(Y) и его синтаксических срастаний с цирконом показывают, что такие обогащенные и обедненные U зоны распределены в ксенотиме более-менее равномерно и обуславливают пятнистое внутреннее строение его зерен. При этом состав этих участков достаточно постоянен, примерно одинаковы и размеры. Постоянство состава таких участков и отсутствие корреляции содержаний U и Th с концентрациями других элементов, входящих в состав ксенотима, наводит на мысль, что неоднородное строение зерен не является результатом наложенных гидротермальных изменений, которые скорее всего приводили бы к постепенным изменениям состава ксенотима, локализации измененных участков вблизи поверхности зерен, трещин или пор, а является результатом распада высокотемпературного ксенотимового твердого раствора и произошло при остывании пегматитового тела.

Литература

1. Андреичев В.Л., Соболева А.А., Сергеев С.А., Пресняков С.Л. Цирконовая хронология интрузивного магматизма полуострова Канин // Известия вузов. Геология и разведка. 2018. № 4. С. 30–38.
2. Гецен В.Г. Строение фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. Л. Изд-во: Наука. 1975. 144 с.
3. Гецен В.Г., Андреичев В.Л., Степаненко В.И. Эволюция метаморфизма верхнепротерозойского комплекса Тимана по геолого-геохронологическим данным // ДАН СССР. 1985. Т. 285. № 6. С. 1424–1428.
4. Ивенсен Ю.П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.-Л. Изд-во: Наука. 1964. 126 с.
5. Костюхин М.Н. Петрология гранитных пегматитов юго-восточной части полуострова Канин / Труды Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. 1979. Вып. 29. С. 39–51.
6. Костюхин М.Н. Структурно-геологические типы жил гранитных пегматитов юго-восточной части полуострова Канин / Труды Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. 1984. Вып. 48. С. 16–26.
7. Костюхин М.Н., Степаненко В.И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л. Изд-во: Наука. 1987. 232 с.
8. Лабунцов А.Н. Пегматиты Северной Карелии и их минералы. М.-Л. Изд-во: АН СССР. 1939. 260 с. (Пегматиты СССР. Т. II).
9. Мальков Б.А., Пучков В.Н. Стратиграфия и структура метаморфических толщ полуострова Канин и Северного Тимана / Вопросы геологии северо-востока Русской платформы, Печорского Урала и полуострова Канин. Сыктывкар. Изд-во: Коми книжное изд-во. 1964. С. 46–56.
10. Новицкий И.П. Петрология метаморфического комплекса полуострова Канин и Северного Тимана. Автореф. канд. дис. М. Изд-во: МГУ. 1976. 24 с.
11. Попов В.А., Попова В.И., Поляков В.О. Закономерные срастания минералов в пегматитах Ильменских гор // ЗРМО. 2006. Т. 135. Вып. 5. С. 48–59.
12. Попова В.И., Рассомахин М.А., Котляров В.А. Новые данные о минералогии гранитных пегматитов горы Сорочьей (Южный Урал) // Литосфера. 2016. № 4. С. 125–132.
13. Sun S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society Special Publication. 1989. V. 42. P. 313–345.
14. Wan Fuad Wan Hassan Some characteristics of the heavy detrital minerals from Peninsular Malaysia // Geol. Soc. Malaysia. Bulletin 24. October 1989. P. 1–12.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 368–371

Предварительные данные о перемещении береговой линии в районе села Кереть, Северная Карелия

Толстобров Д.С. [1], **Вашков А.А.** [1], **Колька В.В.** [1], **Шелехова Т.С.** [2]
[1] *Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, tolstobrov@geoksc.apatity.ru*
[2] *Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск*

Аннотация. В работе приведены новые литологические и хронологические данные изучения донных осадков пяти изолированных озерных котловин, расположенных на высотных отметках от 4 до 37 м над современным уровнем моря (н.у.м.) в районе села Кереть, Республика Карелия. В разрезах вскрыты морские и озерные отложения голоцена. Для переходных зон от морского к озерному осадконакоплению выполнялось радиоуглеродное датирование. На основании этих данных построена предварительная кривая перемещения береговой линии Белого моря для района исследования в голоцене.
Ключевые слова: изменение уровня моря, гляциоизостазия, озерные осадки, Белое море, голоцен.

Preliminary data about sea level change near the Keret village, North Karelia

Tolstobrov D.S. [1], **Vashkov A.A.** [1], **Kolka V.V.** [1], **Shelekhova T.S.** [2]
[1] *Geological Institute of the KSC of the RAS, Apatity, Russia, tolstobrov@geoksc.apatity.ru*
[2] *Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia*

Abstract. The article presents new lithological and chronological data from the study of bottom sediments of five isolated basins located at 4.0 to 37.0 m above sea level (a.s.l.) in the Keret area, Republic of Karelia. The sections reveal sequences of Holocene sediments of marine and lacustrine origin. The sediments formed as a result of the isolation of the lake basin from the sea have been dated. Based on these data, a preliminary sea-level curve for the study area was constructed.
Keywords: sea level changes, glacio-isostasy, lake sediments, White Sea, Holocene.

Введение

Работы по изучению перемещения береговой линии моря в разных частях Фенноскандии проводятся на протяжении более 100 лет (Кошечкин, 1979; Колька и др., 2013а, б; 2014; Лаврова, 1960; Субетто и др., 2012; Corner et al., 1999; 2001; Donner et al., 1977 и др.). В результате для восточной Фенноскандии построено несколько принципиально различающихся схем изобаз поднятий земной коры в позднеледниковье и голоцене (Кошечкин, 1979; Лаврова, 1960), которые отражают блоковый или куполообразный характер воздымания. В данной работе представлены результаты изучения осадков озерных котловин, на побережье Кандалакшского залива Белого моря – вблизи села Кереть (рис. 1). Выполнено стратиграфическое расчленение осадков и реконструировано перемещение береговой линии Белого моря в голоцене. Новые данные позволяют определить характер и скорость поднятия земной поверхности для района исследования.

Район исследования

В окрестностях села Кереть (Республика Карелия) на небольшом участке побережья (размером 3×3 км) проведено изучение осадков в пяти озерных котловинах с отметками уровня воды от 4.0 до 37.0 м н.у.м. (рис. 1). Изученные озера занимают небольшие депрессии в пределах эродированной ледником низменности вдоль побережья Белого моря. В районе работ коренные породы повсеместно выходят на поверхность и представлены породами Чупинского парагнейсового пояса и Керетского зеленокаменного пояса с массивами гранитоидов тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации (Слабунов, 2008). Участок находится вблизи юго-западного борта Кандалакшского грабена в зоне оперяющих его разломов (Балуев и др., 2012).

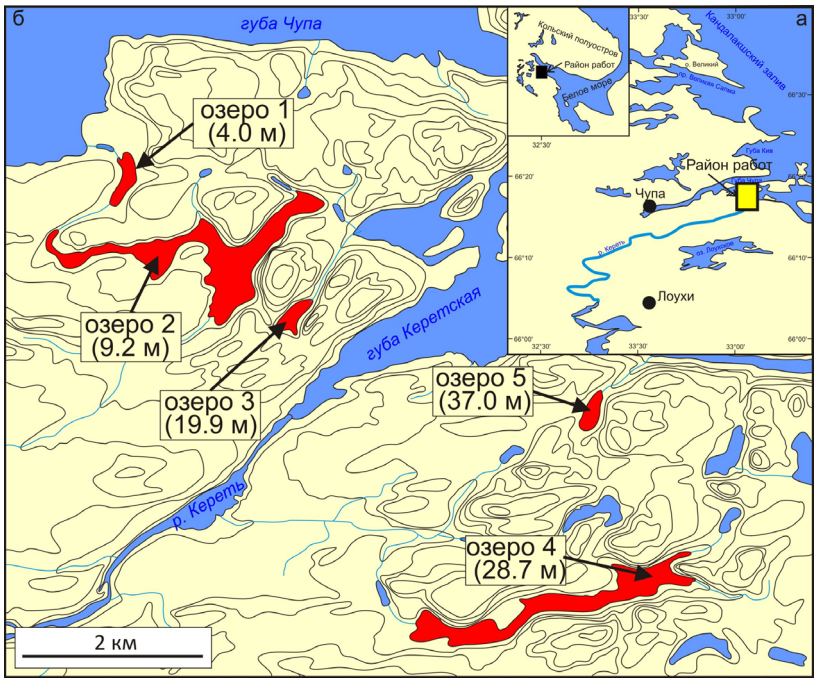


Рис. 1. Положение района исследования (а) и изученных озерных котловин в районе села Кереть (б).
Fig. 1. The location of the study area (a) and of the cored lake basins near Keret area (b).

Методы исследования и материалы

Для реконструкции относительного перемещения береговой линии моря использован метод изолированных бассейнов (Колька и др., 2013; Corner et al., 1999; Donner et al., 1977 и др.). Метод основан на определении пространственного и временного положения переходной зоны, что позволяет установить где и когда располагалась береговая линия моря.

В ходе полевых работ были исследованы керны донных осадков из пяти озерных котловин (рис. 1 и 2). Отбор кернов выполнялся со льда в самом глубоком, плоскодонном месте озера с помощью «русского торфяного» проотборника. Длина каждого керна составляла 1 м, диаметр 75 мм. В полевых условиях выполнялось литологическое описание и проводилось опробование осадков на микропалеонтологические анализы и радиоуглеродное датирование. Высота порогов стока соответствует высотной отметке поверхности воды в озере, которое определялось по крупномасштабным топографическим картам.

В результате литологического исследования (рис. 2) было выделено три основных фации, отражающие основные условия осадконакопления: фация I – морская (состоящая из минерагенного материала (глина, алеврит, песок), II – переходная (относящаяся к древней береговой линии и состоящая из смешанных органо-минерагенных или органических отложений, обычно слоистых) и III – пресноводное озеро (состоит из гиттии). Во всех изученных озерных котловинах вскрыты регрессивные последовательности, которые включают все три фациальные единицы I – II – III.

В разрезах озер 1 и 2 (рис. 1 и 2) в морских осадках обращает на себя внимание интервал, который сложен алевритами с примесью песка и редкой галькой, обломками раковин мощностью около 10 см. Подобные аккумуляции характерны краткосрочным периодам с повышенной волновой активностью в прибрежной зоне моря и могут быть связаны, в том числе, с катастрофическими событиями (цунами) (Толстобров и др., 2019).

Кривая перемещения береговой линии моря. Результаты исследования донных отложений из озерных котловин позволяют провести модельные построения графика перемещения береговой линии моря в голоцене. Построение осуществляется на основании сведений о характере переходных зон от морских осадков к пресноводным, данных о возрасте этих зон и высоте порогов стока из озер. На оси ординат графика показываются данные о высоте порога стока из озера, на оси абсцисс – дан-

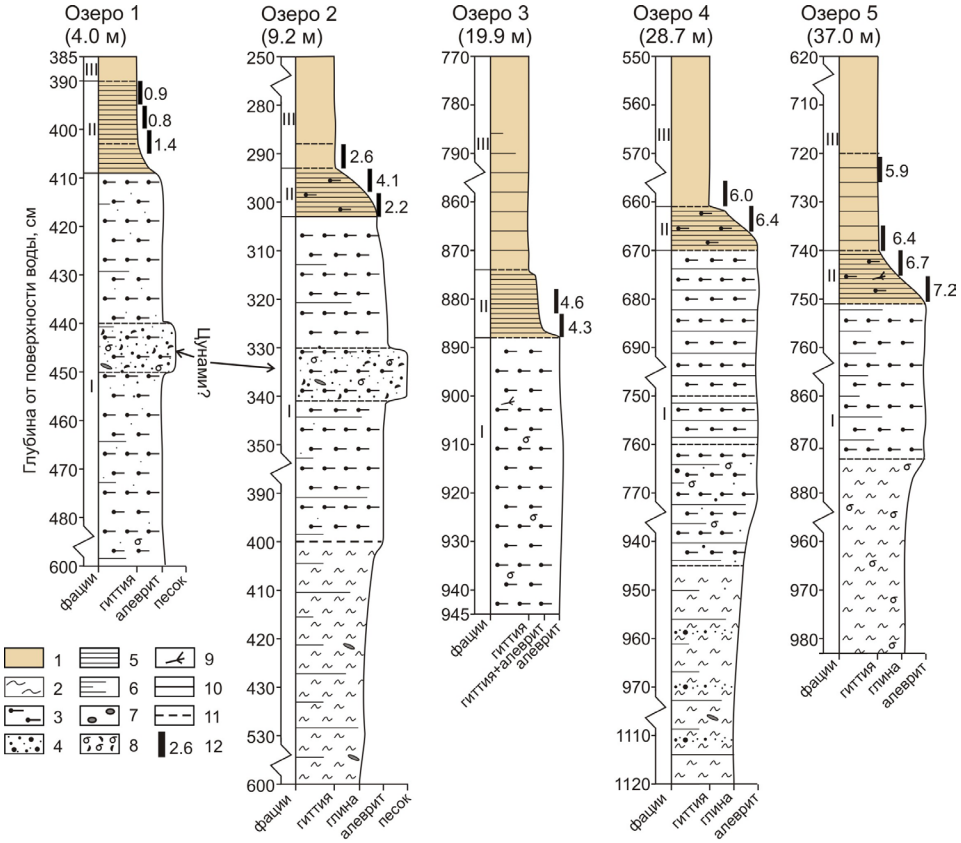


Рис. 2. Разрезы донных осадков озёр, расположенных в районе с. Кереть.
1 – гиттия, 2 – глина, 3 – алеврит, 4 – песок, 5 – слоистость, 6 – неясная слоистость, 7 – гравий/галька, 8 – обломки раковин, 9 – растительные остатки, 10 – резкая граница, 11 – постепенная граница, 12 – ^{14}C возраст (тысяч кал. лет назад).

Fig. 2. Sections of bottom sediments of lakes located near the Keret area.
1 – gyttja, 2 – clay, 3 – silt, 4 – sand, 5 – lamination, 6 – weak lamination, 7 – gravel / pebble, 8 – fragments of shells, 9 – plant remains, 10 – sharp boundary, 11 – gradual boundary, 12 – ^{14}C date (thousand cal. a BP).

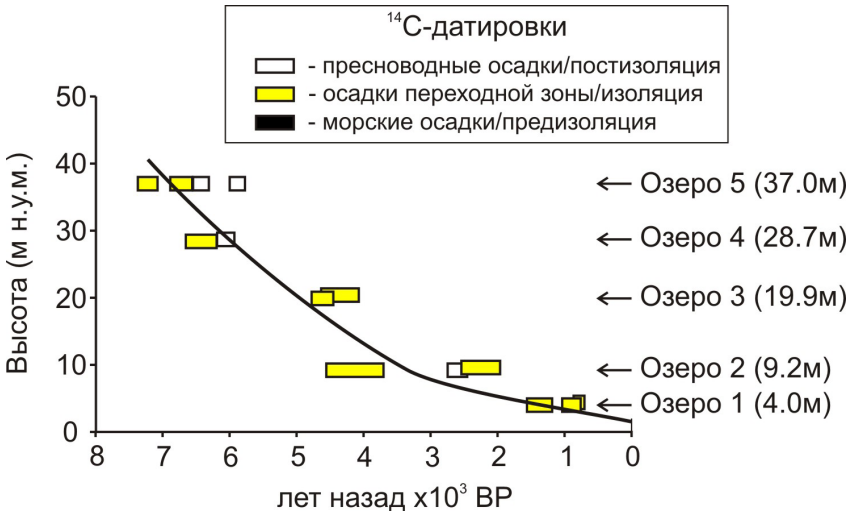


Рис. 3. График изменения относительного уровня моря для района села Кереть, построенный на основании данных датирования изоляционных контактов пяти озерных котловин. Кривая построена для калиброванного возраста.

Fig. 3. Relative sea-level curve for the Keret area based on dated isolation contacts in each of the five investigated lake basins. The curve refers to calibrated years.

ные о времени изоляции озерной котловины от морского бассейна. Таким образом, результаты изучения серии озер представляют собой точки, при их соединении получается график перемещения береговой линии моря (рис. 3).

Анализ графика показывает, что около 7000 лет назад береговая линия моря в районе исследования находилась на высоте около 37 метров. В течение голоцена происходила регрессия береговой линии моря и соответственно поднятие земной поверхности со средней скоростью примерно 5 мм/год. В настоящее время работы продолжаются: проводится обсуждение полученных данных, выполняются диатомовый, спорово-пыльцевой анализы, поэтому построенный график перемещения береговой линии моря является предварительным и в будущем может быть скорректирован.

Выводы

В результате исследования донных отложений озерных котловин с помощью литологических и хронологических методов установлены условия их формирования и выполнена реконструкция перемещения береговой линии Белого моря в районе села Кереть, Северная Карелия. За последние 7000 лет уровень моря в районе исследования понизился на 37 метров, а средняя скорость поднятия территории составила, таким образом, около 5 мм/год. Новые данные дополняют базу данных о положении береговой линии моря в Кандалакшском заливе в голоцене. В дальнейшем эти данные позволят достоверно охарактеризовать вертикальные движения и решить вопрос о дифференцированных вертикальных движениях различных блоков в пределах Кандалакшского грабена, а также позволят реконструировать палеогеографические условия размещения археологических объектов в районе исследования.

Работа выполнена в Геологическом институте КНЦ РАН (тема 0226–2019–0054) при частичной поддержке гранта РФФИ № 18-09-40110-Древности.

Литература

1. Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий // Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1500000. Отв. ред. Леонов М.Г. М. Изд-во: ГЕОС. 2012.
2. Колька В.В., Евзеров В.Я., Меллер Я.Й., Корнер Д.Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене-голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба. Известия РАН. Серия геогр. 2013а. № 1. С. 73–88.
3. Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С. и др. Временная последовательность перемещения береговой линии Белого моря в голоцене по данным изучения донных отложений озер района Кузема (Северная Карелия). Известия РГО. 2014. Т. 146. Вып. 6. С. 14–26.
4. Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С. и др. Реконструкция относительного положения уровня Белого моря в голоцене на Карельском берегу (район пос. Энгозеро, северная Карелия). ДАН. 2013 б. Т. 449. № 5. С. 587–592.
5. Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Толстоброва А.Н. Восстановление относительного положения уровня Белого моря в позднеледниковье и голоцене по данным литологического, диатомового анализов и радиоуглеродного датирования донных отложений малых озер в районе пос. Чупа (северная Карелия). Вестник МГТУ. Мурманск. Изд-во: МГТУ. 2015. Т. 18. № 2. С. 255–268.
6. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л. Изд-во: Наука. 1979. 158 с.
7. Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.-Л. Изд-во: АН СССР. 1960. 234 с.
8. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2008. 296 с.
9. Субетто Д.А., Шевченко В.И., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д., Сапелко Т.В., Лисицын А.П., Евзеров В.Я., ванн Беек П., Суо М., Субетто Г.Д. Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорость современного озерного осадконакопления // ДАН. 2012. Т. 446. № 2. С. 183–190.
10. Толстобров Д.С., Колька В.В., Вашков А.А. Следы катастрофического события в донных осадках озер в районе села Кереть, Карелия // Труды КНЦ РАН. 2019. 6/2019 (10). С. 260–266. DOI: 10.25702/KSC.2307–5252.2019.6.038.
11. Corner G.D., Yevzerov V. Ya., Kolka V.V., Moller J.J. Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change at the Norwegian-Russian border north of Nikel, northwest Russia // Boreas. 1999. V. 28. № 1. P. 146–166.
12. Corner G.D., Kolka V.V., Yevzerov V.Ya, Moller J.J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia // Global and Planetary Change. 2001. V. 31. P. 153–175.
13. Donner J., Eronen M., Jungner H. The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway // Norsk geografisk Tidsskrift. 1977. V. 31. P. 103–128.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 372–376

Особенности состава мегакристов анортита в породах вулкана Малый Тигиль(Срединный хребет, Камчатка) как маркер параметров субдукции

Толстых М.Л.[1], **Бабанский А.Д.**[2]

[1] *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, mashtol@mail.ru*
[2] *Институт геологии рудных месторождений ИГЕМ РАН, Москва*

Аннотация. В измененных лавах массива Малый Тигиль, одного из вулканических центров Срединного хребта Камчатки, мегакристы анортита размером до 25 мм. Особенности микроэлементного состава этих фаз позволяют реконструировать геодинамические условия их формирования, в т.ч. глубину кровли субдуцирующей плиты, которая составляет около 150 км. Это позволяет предполагать, что изучаемые породы соответствуют неогеновому этапу вулканизма Срединного хребта Камчатки, когда фронт субдукции располагался западнее его современной позиции.

Ключевык слова: Островодужный вулканизм, анортит, мегакристы, базальты, ликвидусные фазы.

Compositional features of anorthite megacrysts in lavas of Maly Tigil volcano(Sredinny Range, Kamchatka) as a marker of subduction parameters

Tolstykh M.L.[1], **Babansky A.D.**[2]

[1] *Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of Russian Academy of Sciences (GEOKHI RAS)*
[2] *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS*

Abstract. Anorthite megacrysts up to 25 mm in size were discovered in the altered lavas of the Maly Tigil massif (Sredinny Range, Kamchatka). Their trace element compositionsprovide evidence on the geodynamic conditions of their formation. The depth of the surface of the subducting plate is ~150 km. The obtained data indicatethat the rockswere formed during the Neogene stage of volcanism in the Sredinny Range of Kamchatka, when the subduction front occurred west of its present position.

Keywords: Island arc, volcano, anorthite, megacryst, liquidus phases.

Срединный хребет Камчатки (СХ) – крупнейшая вулкано-тектоническая структура п-ва Камчатка, состоящая из древнего (мел-палеоген) метаморфического массива и вулканического пояса, сформировавшегося в неоген-четвертичное (N-Q) время. Ранние (N) вулканические породыСрединного хребта характеризуются геохимическими особенностями, типичными для вулканитов фронтальных зон островных дуг, в частности, дефицитом HFSE. Породы четвертичного возраста СХ могут быть отнесены к породам гибридного типа из-за сочетания в них геохимических признаков островодужного и внутриплитного происхождения, что объясняется довольно резкой сменой геотектонического режима магмогенерации в позднем неогене(Авдейко, 2006, Волынец, 2017). Непрерывностьвулканическойактивностирайона Срединногохребтачастоявляетсяпричинойсильныхвторичныхизмененийболеедревних пород в зонах повторной термальной проработки, что затрудняет определение исходных геохимических характеристик пород, а также изотопное датирование вулканитов. В этих случаях проблема поиска косвенных петрогенетических маркеров для относительно древних пород стоит особенно остро.

В рамках изучения миоцен-четвертичного вулканизма Срединного хребта (СХ) Камчатки летом 2019 года нашей рабочей группой были опробованы лавы в массивах гор Большой и Малый Тигиль (рис. 1). Гора Малый Тигиль расположена близ разломной зоны, обусловившей сильные вторичные изменения вулканитов. Этот эруптивный центр, предположительно соответствующий стадии неогенового вулканизма, состоит из нескольких крупных лавовых горизонтов.

В основании лавовой толщи Малого Тигиля лежит слой хлоритизированных оливиновых базальтов, которые отличает наличие мегакристов плагиоклаза – почти изометричных темноокрашен-

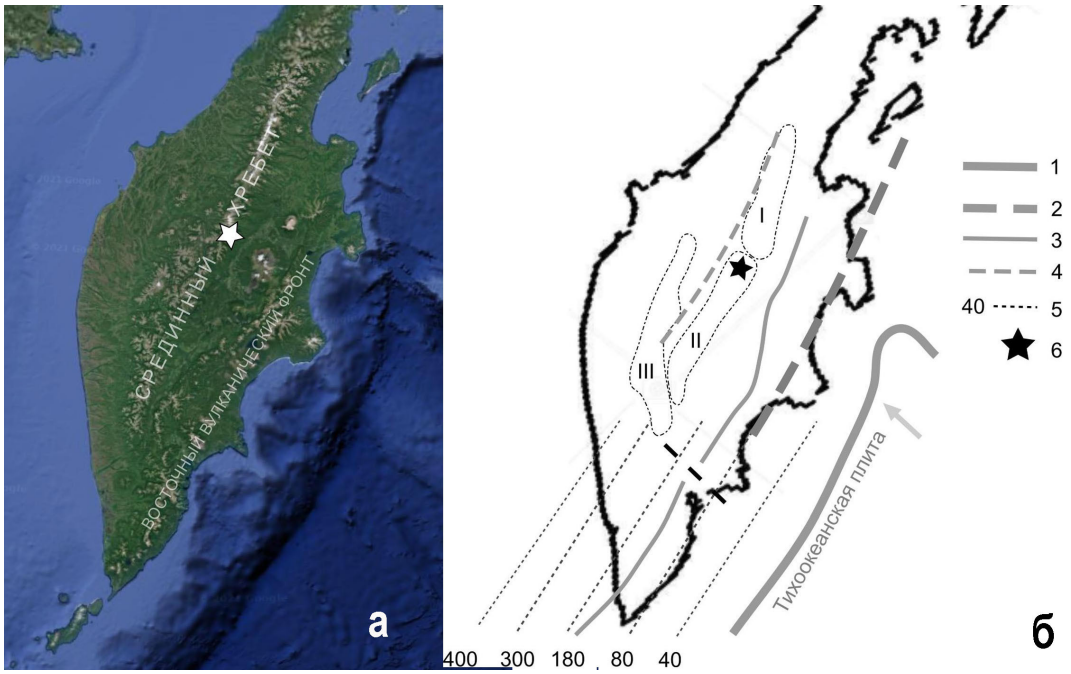


Рис. 1. Полуостров Камчатка: а) спутниковый снимок и б) тектоническая схема.
I – северная, II, III – юго-восточная и юго-западная ветви СХ. Расположение глубоководного желоба и осевой зоны вулканического пояса островных дуг: 1, 3 – современной; 2, 4 – неогенового времени по (Леглер, 1977); 5 – глубины (км) докровли погружающейся Тихоокеанской плиты, по (Gorbatovetal., 1997); 6 – влк. Малый Тигиль.

Fig. 1. Kamchatka Peninsula: a)satellite image;b)tectonic scheme.
I – N; II, III – SE, SW branches of the Sredinny Range. The location of the deep-water trough and the axial zone of the volcanic belt of the island arcs: 1, 3 – modern; 2, 4 – Neogenic time (Legler, 1977); 5 – depth (km) to the roof of the Pacific plate, according to (Gorbatov et al., 1997); 6 – Maly Tigil.

ных шестиугольных зерен размером до 2.5 см. (рис. 2). В мегакристах многда встречаются кристаллические включения оливина Fo 78 и ортопироксена En 73. Остальные вкрапленники породы представлены гораздо более мелкими реликтами оливина Fo 78-73 и пироксеновFs 30-40 En 70-55 Wo 4-5 и Fs 15 En 45 Wo40 в сростках с титаномагнетитом.

Особенностью мегакристов плагиоклаза (Pl) является практически полное отсутствие зональности и стабильность состава анортита An91-93 (табл. 1); по составу отличается только достаточно узкая кайма An 66-68 с признаками резорбции и расплавных микровключений. Также характерной чертой мегакристов можно считать чрезвычайно низкие концентрации K_2O (<0.1 мас. %). К сожалению, ядра мегакристов не содержат расплавных включений, поэтому напрямую оценить составы минералообразующего расплава не представляется возможным.

Подобные незональные мегакристы анортитового состава, широко распространенные в островодужных лавах наряду с оливином, расцениваются как ранние ликвидусные фазы, равновесные с высокоглиноземистым расплавом, сформированным при частичном плавлении материала мантийного клина (Kimata et al., 1995). Возможность образования ликвидусного анортита в примитивных расплавах с содержаниями MgO 7-9 мас. % и относительно высокими содержаниями H_2O (до 3 мас. %) на глубинах 5-8 км была доказана как посредством петрологического моделирования (Bindeman, Baily, 1999), так и экспериментально (Бабанский и др., 1987, Panjasawatwongetal., 1995). Наряду с анортитом к наиболее ранним фазам может быть отнесен оливин Fo 75-80.Косвенным подтверждением именно такого порядка кристаллизации (Ol+An) в породах влк. Малый Тигиль могут служить кристаллические включения Fo 78 в мегакристах анортита, а также отсутствие среди кристаллических включений в мегакристах клинопироксена, который мог бы препятствовать появлению анортита на ликвидусе.

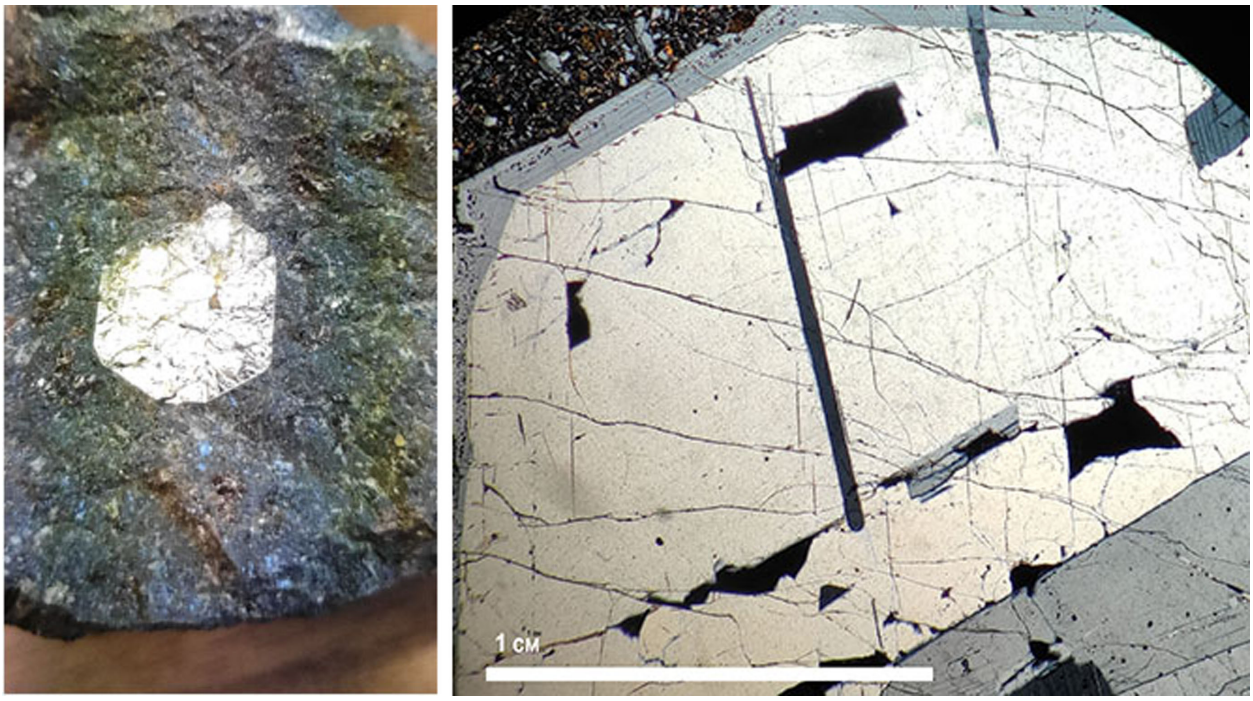


Рис. 2. Мегакристы плагиоклаза (справа – под микроскопом в скрещенных николях).
Fig. 2. Megacrysts of plagioclase (right – under a microscope).

Таблица 1. Представительные составы плагиоклаза мегакристов центра Малый Тигиль.
Table 1. Representative compositions of Pl megacrysts of the Maly Tigil volcanic center.

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	43.50	43.61	43.32	43.31	50.14	50.63	43.41	43.64	43.86	49.25	49.94
TiO_2	0.00	0.02	0.03	0.03	0.04	0.00	0.05	0.06	0.04	0.01	0.08
Al_2O_3	36.97	36.86	37.21	37.02	32.01	31.58	36.88	36.67	36.66	32.27	31.71
FeO	0.47	0.40	0.48	0.47	0.57	0.73	0.52	0.66	0.54	0.83	0.71
MnO	0.01	0.05	0.08	0.02	0.08	0.08	0.06	0.08	0.00	0.03	0.01
MgO	0.05	0.06	0.06	0.07	0.09	0.06	0.05	0.05	0.08	0.11	0.12
CaO	17.68	17.81	17.64	17.72	12.64	12.28	17.91	17.75	17.63	13.87	13.15
Na_2O	0.88	0.89	0.80	0.99	4.04	4.18	0.88	0.96	1.01	3.29	3.96
K_2O	0.02	0.02	0.03	0.04	0.14	0.16	0.04	0.06	0.04	0.12	0.17
	100	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
An	92	92	92	91	63	61	92	91	90	69	64
Ab	8	8	8	9	36	38	8	9	9	30	35
Ort	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	1

Примечание. 1-6, 7-11 – профили центр-край двух зерен анортита по данным микроанализатора CamecaSX-100 (ГЕОХИ РАН); 5, 6, 10, 11 – составы кайм мегакристов.

Редкоэлементный состав мегакристов можно считать «реликтовым» из-за низких скоростей диффузии микроэлементов в плагиоклазах с высокой долей анортита (Giletti, 1995); следовательно, можно предполагать, что дальнейшие петрогенетические процессы, в которые были вовлечены изучаемые мегакристы, не могли существенно повлиять на содержания компонентов REE и HFSE. Содержания элементов-примесей в анортитах вулканического центра Малый Тигиль представлены в таблице 2.

Микроэлементный составмегакристов анортита в островодужных породах зависит от множества параметров, среди которых – состав мантийного субстрата, степень его плавления, водонасыщенность результирующего расплава, косвенно связанные с удаленностью вулканического

центра от фронтального желоба островной дуги и с глубинойсейсмо-фокальной зоны (СФЗ) под вулканом(Panjasawatwongetal., 1995).

Таблица 2. Микроэлементный состав (ppm)мегакристов анортита.
Table 2. Trace elements composition of Pl megacrysts.

Эл-т/ $N_{п/п}$	1	2	3	4	5	6
P	16.40	20.50	32.79	-	29.86	-
K	1680	6094	1016	1610	1106	1493
Ti	69.1	49.8	49.1	61.0	72.4	202.5
Co	3.90	4.19	4.18	4.03	4.48	3.35
Sr	603	621	604	602	665	628
Zr	0.20	0.28	0.23	0.22	0.17	0.13
Nb	0.02	0.04	0.02	0.01	0.03	0.01
Cs	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03
Ba	25.8	20.3	21.5	24.9	26.5	93.8
Y	0.19	0.33	0.39	0.19	0.17	0.29
La	0.29	0.23	0.24	0.27	0.33	0.71
Ce	0.55	0.42	0.43	0.56	0.66	1.48
Sm	0.06	0.06	0.07	0.09	0.10	0.14
Eu	0.15	0.16	0.13	0.16	0.14	0.35
Gd	0.48	0.04	0.12	0.05	0.12	0.17
Dy	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03	0.08
Li	0.76	0.07	0.01	0.00	0.29	0.42
B	0.05	0.08	0.09	0.10	0.06	0.32
Be	0.10	0.15	0.23	0.31	0.22	0.55

Примечание. 1-5 – центральные зоны вкрапленников; 6 – кайма. Данные полученыметодом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) для определения редких элементов в стеклах (Cameca IMS-4f, Центр Коллективного пользования «Диагностика микро- и макроструктур», г. Ярославль.

Корреляция содержаний микроэлементов в анортите и глубины СФЗ, соответствующей вулканическому центру, была эмпирически выявлена, в частности, при исследовании серии образцов мегакристов, отобранных в лавах более чем 10 эруптивных центров Курильской островной дуги, в т.ч. и подводных(Bindeman, Baily, 1999). В силу сходства геодинамических обстановок Камчатки и Курил (Авдейко, 2006) можно предполагать, что для вулканов Камчатского полуострова некоторые из этих закономерностей могут оказаться актуальными.

При сравнениимикроэлементныххарактеристик мегакристов анортита вулкана Малый Тигиль с данными по мегакристам курильских вулканов (рис. 3) было выявлено совпадение диапазонов значений для большинства элементов (за исключением калия). Интервал глубин СФЗ, соответствующий полученным значениям содержаний различных микроэлементов, соответствует 140-160 км в том числе и для элементов, концентрации которых характеризуются минимальной дисперсией (Sr, Ba). И так, если считать закономерности, выведенные в (Bindeman, Baily, 1999), корректными для Камчатки, то глубины кровли субдуцирующей плиты под вулканом во время формирования изучаемого парагенезиса соответствовали, в среднем, 150 км. На современной тектонической схеме Камчатки (рис. 1 б) область Срединного хребта маркируется линиями глубин 300-400 км. В то же время в неогене фронт субдукции располагался западнее современного (Леглер, 1977), и глубины СФЗ в районе Малого Тигиля могли соответствовать полученным значениям.Таким образом, особенности состава мегакристов анортита в измененных породах вулкана Малый Тигиль позволяют предполагать их формирование из первичных выплавок мантийного клина при глубине СФЗ около 150 км, что может свидетельствовать об относительной древности этих пород, поскольку такие параметры субдукции были характерны для некоторых зон Срединного хребта в неогене.

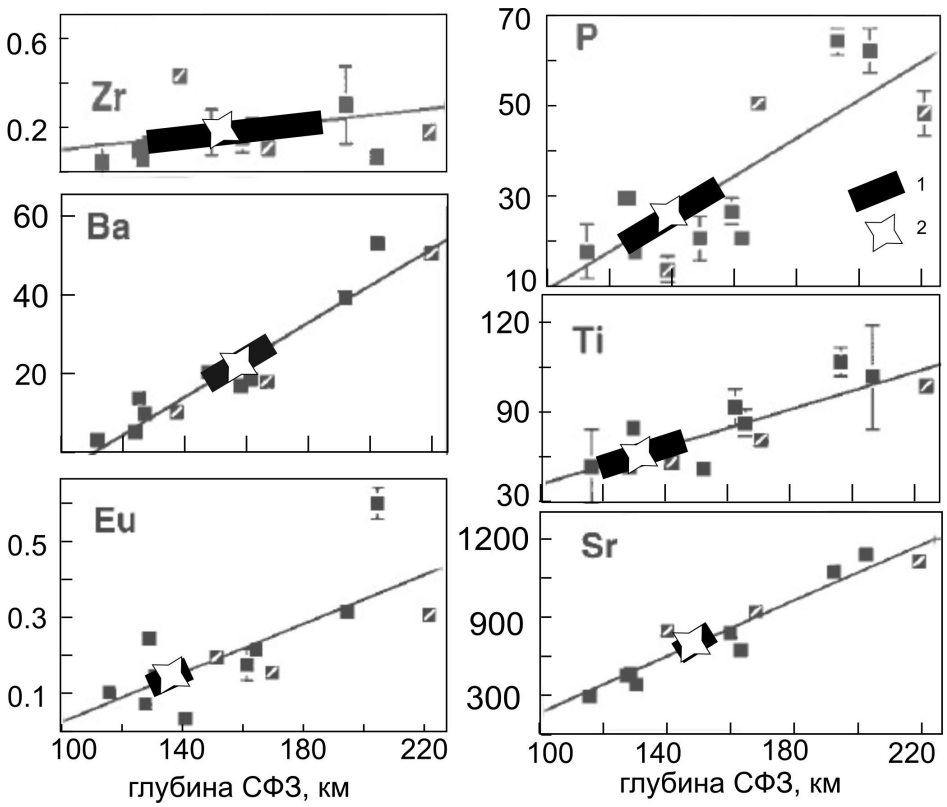


Рис. 3. Содержания микроэлементов в мегакристах вулканического центра Малый Тигиль (1 – весь диапазон, 2 – усредненные значения) в сравнении с данными (Bindeman, Baily, 1995).

Fig. 3. Trace elements composition of Pl megacrysts of the Maly Tigil volcanic center (1 – the entire range, 2 – the average values) in comparison with the data (Bindeman, Baily, 1995).

Работа выполнена в рамках темы государственного задания0137-2019-0014.

Литература

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.Л. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 248–266.
2. Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Эволюция щелочноземельных магм. М. Изд-во: Наука. 1987. 213 с.
3. Волынец А.О., Певзнер М.М., Толстых М.Л., Бабанский А.Д. Вулканизм южной части Срединного Хребта Камчатки в неоген-четвертичное время // Геология и геофизика. 2017. Т. 59. № 12. С. 1979–1996. DOI: 10.15372/GiG20181204.
4. Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории литосферных плит // Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М. Изд-во: Институт океанологии АН СССР. 1977. С. 137–169.
5. Bindeman I.N., Bailey J.C. Trace elements in anorthite megacrysts from the Kurile Island Arc: a window to across-arc geochemical variations in magma compositions // Earth and Planetary Science Letters. 1999. V. 169. P. 209–226.
6. Giletti B.J. Isotopic equilibrium-disequilibrium and diffusion kinetics in feldspars, in: Parsons, I., Feldspars and Their Reactions. 1994. P. 351–382.
7. Gorbatov A., Kostoglodov V., Suárez G., Gordeev E. Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // J. Geophys. Res. Solid Earth. 1997.V. 102. P. 17883—17898.
8. Kimata M., Nishida N., Shimizu M., Saito S., Matsui T., Arakawa Y. Anorthite megacrysts from island arc basalts // Mineral. Magnet. 1995. V. 9. P. 1–14.
9. Panjasawatwong Y., Danyushevsky L.V., Crawford K.LA.J., Harris. An experimental study of the effects of meltcomposition on lagioclase–melt equilibrium at 5 and 10kbars: implications for the origin of magmatic high-Anplagioclase // Contrib. Mineral Petrol. 1995. V. 118. P. 420–432.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 377–381

Признаки магматического смешения в тефре вулкана Хангар (Срединный хребет, Камчатка) по данным геотермометрии

Толстых М.Л. [1], **Певзнер М.М.** [2]

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

[2] *Геологический институт РАН, Москва*

Аннотация. В тефре крупного кальдерообразующего извержения вулкана Хангар (возраст 7.9 тыс. л.н.) выявлены несколько минеральных парагенезисов, причем более высокотемпературный формировался позже, чем низкотемпературный. Повторное повышение температуры в системе могло быть вызвано инъекцией высокотемпературной глубинной магмы в кислый частичной раскристаллизованный очаг.

Ключевык слова: Островодужный вулканизм, тефра, риолиты, дациты, Камчатка, Срединный хребет.

Magma mixing in the tephra of the Khangar volcano: evidence of geothermometry

Tolstykh M.L. [1], **Pevzner M.M.** [2]

[1] *Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of Russian Academy of Sciences (GEOKHI RAS)*

[2] *RAS Geological Institute (GIN RAS)*

Abstract. The mineral parageneses in the tephra of a large caldera-forming eruption of the Hangar volcano (age 7900 years ago) demonstrate a difference of a forming temperature. The higher-temperature parageneses were formed later than the low-temperature one. The increase in temperature in magmatic system could be caused by the injection of high-temperature magma into the magmatic chamber of silicic compositiion.

Keywords: Island-arc volcanism, tephra, rhyolites, dacites, Kamchatka, Sredinny range.

Хангар (54°45’ с.ш., 157°24’ в.д., высота 2000 м) – самый южный вулкан Срединного хребта – расположен в крупной тектонической кальдере, заложенной на гранито-гнейсовом куполе в процессе формирования активного вулканического пояса Срединного хребта Камчатки. История вулканической активности центра Хангар составляет около 7 млн. лет (Певзнер, 2019), причем за это время неоднократно менялись тип извержений и состав продуктов. Около 7.9 тыс. л. н. (Cook et al., 2018) произошло мощное извержение стратовулкана Хангар (индекс ХГ), в ходе которого было образовано 2-3 км ^{3} пирокластических потоков и не менее 10 км^3 тефры (Базанова, Певзнер, 2002). Нами были изучены образцы тефры ХГ.

Крупные (до 7 см) лапилли риодацитового состава сложены вспененным стеклом (пористость не более 30-40 %), а также вкрапленниками плагиоклаза, кварца, биотита, амфиболов в объемных соотношениях 50 : 25 : 20 : 5, соответственно. Вкрапленники составляют около 30 об.% породы. Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, апатитом, цирконом и монацитом. Циркон и монацит были обнаружены исключительно в виде кристаллических включений в крупных вкрапленниках биотита и реже кварца.

Минералы вкрапленников риодацитовой тефры ХГ фиксируют нарушение равновесных условий при кристаллизации.

Плагиоклазы. Можно выделить плагиоклазы двух генераций: *An* 55-69 и *An* 22-42 соответственно. Наиболее основные плагиоклазы (*An* > 50) встречаются редко (не более 5 % проанализированных плагиоклазов), лишь в виде реликтовых резорбированных зон в крупных зернах (рис. 1 б) или в виде включений в биотите. Плагиоклаз этой генерации характеризуется повышенным содержанием FeO (до 0.7 мас. %) и пониженным – K_2O (около 0.1 мас. %). Вкрапленники плагиоклазов олигоклаз-андезинового ряда характеризуются сложной повторяющейся зональностью, часто обратной, с незначительным диапазоном анортитовой составляющей *An* 22-32 (рис. 1 а), иногда до *An* 42 в кайме. Более кислый плагиоклаз (*An* 24-30) также широко распространен в виде кристалли-

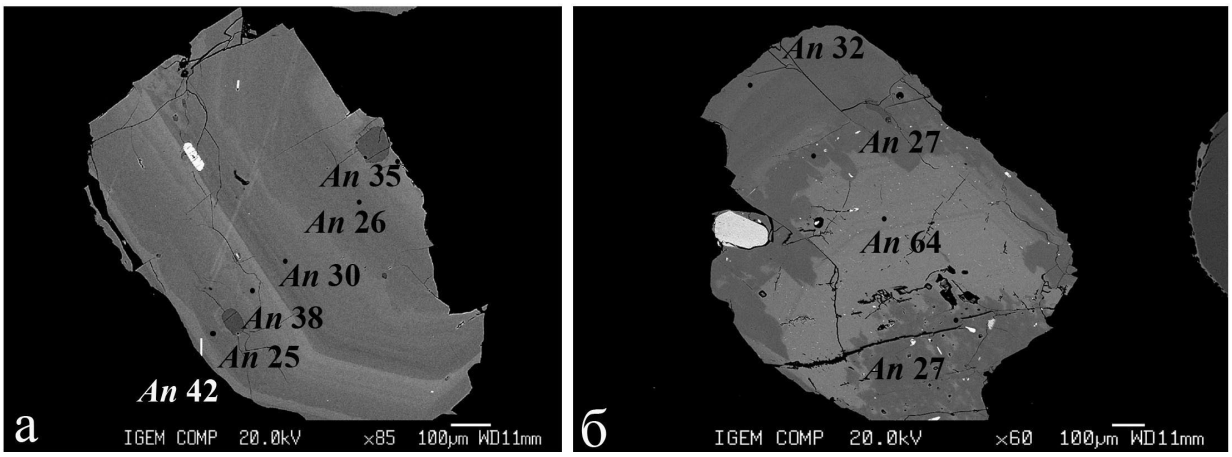


Рис. 1. Зональные вкрапленники плагиоклаза тефры извержения ХГ. Изображения получены при помощи микроанализатора Jeol JXA 8200, ИГЕМ РАН.

Fig. 1. Pl phenocrysts of tephra from the KHG eruption. Image by Jeol JXA 8200, IGEM RAS.

ческих включений в кварце, более основном плагиоклазе и биотите, а также в составе полиминеральных агрегатов реакционных кайм по биотиту (рис. 2 а) и микролитов.

Эти плагиоклазы характеризуются относительно высокими концентрациями K_2O – до 0.6 мас. % и кремнезема – 58-62 мас. % (табл. 1). Таким образом, плагиоклазы регистрируют сложную многостадийную историю магмогенеза с кратковременной дестабилизацией условий в очаге, зафиксированной в зоне роста основного плагиоклаза (рис. 1 б), заключенной внутри плагиоклазов между более кислым ядром и внешней каймой.

К сожалению, возможность использования геотермометров, основанных на равновесии «плагиоклаз-расплав» (Putyrka et al., 2008, Kudo, Weill, 1970) ограничивается из-за проблем с измерением содержания натрия в стеклах кислых водосодержащих включений (Spray, 1995), а также отсутствием расплавных включений в зонах наиболее кальциевого плагиоклаза. Однако для нескольких пар «кислый плагиоклаз-стекловатое включение» (Толстых, 2018) были получены температуры 744-783□.

Таблица 1. Представительные анализы минеральных фаз и расплавных включений тефры ХГ.

Table 1. Representative analyses of mineral phases and melt inclusions of tephra KHG.

Компонент	1	3	3	4	5	6	7	8
SiO_2	50.08	58.37	61.72	71.68	47.96	44.89	38.12	38.89
TiO_2	–	–		0.12	1.18	2.04	4.09	4.25
Al_2O_3	31.59	25.36	23.32	11.28	7.01	9.70	14.23	14.48
FeO	0.73	0.22	0.15	0.48	11.16	12.37	15.28	12.19
MnO	–	–	–	0.06	0.69	0.56	0.35	0.18
MgO	–	–	–	0.13	16.21	14.17	15.18	16.16
CaO	14.33	7.01	4.51	0.50	11.01	10.47	0.26	0.16
Na_2O	3.56	7.41	8.61	3.9	1.41	1.92	0.50	0.84
K_2O	0.10	0.45	0.64	3.96	0.29	0.45	7.35	7.50
Cl	–	–	–	0.09	0.01	0.02	0.30	0.46
F	–	–	–	–	–	0.44	0.09	0.08
Сумма	100.39	99.82	98.15	92.24	96.93	97.03	95.75	95.19

Примечание: 1-3 – вкрапленники плагиоклаза An 69, 33,27; 4 – расплавное включение в плагиоклазе; 5 – среднеразмерный вкрапленник амфибола; 6 – зерно амфибола из каймы обрастания по биотиту; 7, 8 – вкрапленники биотита.

Биотит является наиболее распространенным темноцветным минералом в породах, представлен в виде разноразмерных идиоморфных вкрапленников, а также в виде зерен в полиминераль-

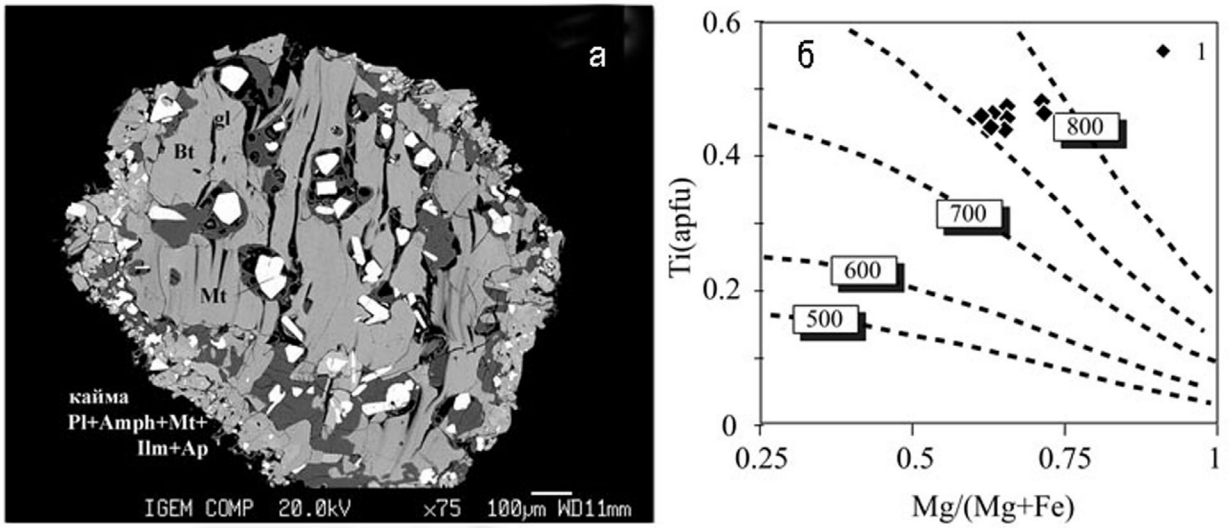


Рис. 2. а – вкрапленник биотита тефры ХГ (изображение получено при помощи микроанализатора Jeol JXA 8200, ИГЕМ РАН); б – вариационная диаграмма #Mg-Ti для биотита согласно мономинеральному термометру (Henry et al., 2005). 1 – биотиты ХГ.

Fig. 2. a – biotite phenocryst (image by the Jeol JXA 8200 IGEM RAS); b – variation diagram # Mg-Ti for biotite according to the monomineral thermometer (Henry et al., 2005). 1 – biotite KHG.

ных агрегатах. Все вкрапленники биотита схожи по составу (табл. 1) и насыщены кристаллическими включениями рудного минерала (титаномагнетита), плагиоклаза, апатита, цирконов и монацита. Некоторые вкрапленники сильно разрушены и окружены поликристаллической каймой (рис. 2 а), которую составляют плагиоклаз, амфибол и акцессорные минералы: апатит, ильменит, титаномагнетит.

Температуры кристаллизации биотита, рассчитанные согласно мономинеральному термометру (Henry et al., 2005), также укладываются в диапазон 755-785□ (рис. 2 б), хотя данный термометр разработан для метаморфических систем, и для реконструкции магматических процессов его следует применять с осторожностью.

Амфибол чрезвычайно редко встречается в виде отдельных вкрапленников. Как правило, такие зерна отличаются сильным удлинением, окружены более мелкими зернами амфибола того же состава и содержат огромное количество кристаллических включений. Амфибол отдельных вкрапленников отвечает по составу роговым обманкам, в то время как выделения амфибола в полиминеральных каймах по биотиту относятся к чермакит-паргаситовому ряду, обогащены глиноземом и титаном (табл. 1).

Согласно амфиболовому геотермобарометру (Ridolfi et al, 2010), амфиболы вкрапленников кристаллизовались при давлениях не более 2 кбар при температурах 760-787□, а более титанистые амфиболы кайм по зернам биотита – при температурах 834-874□ (рис. 3 б). Рассчитанные по этой же программе содержания H_2O в расплаве составляют в среднем 4.65 и 5.65 мас. %, соответственно, что сопоставимо с данными SIMS по стеклам расплавных включений.

Акцессорные минералы. К наиболее распространенным акцессориям относятся рудные минералы (титаномагнетит, ильменит), а также фтор-апатит. Кроме того, в виде кристаллических включений в кварце и биотите обнаружены циркон и монацит, причем по составу эти кристаллические включения в разных минералах практически идентичны (табл. 4, 5). Кроме того, нами были отобраны и проанализированы зерна цирконов из гранитоидов массива, лежащего в основании вулканической структуры Хангар, поскольку не исключена возможность ассимиляции магмами материала гранитов.

Согласно мономинеральному геотермометру (Watson et al., 2006) значения, рассчитанные для цирконов тефры ХГ и гранитоидов образуют два перекрывающихся поля (рис. 4б), 730-802□ и 840-912□ причем среди цирконов тефры ХГ больше высокотемпературных разностей, чем сре-

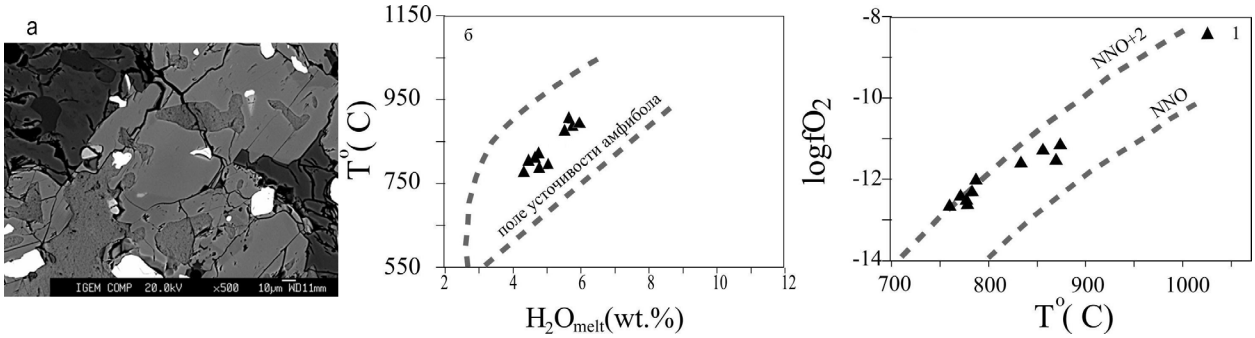


Рис. 3. а – вкрапленник амфибола со включениями биотита; б – вариационные диаграммы T□ – log fO_2 и H_2O мас. % – T для амфиболов по данным мономинерального геотермометра (Ridolfi et al., 2010). 1 – амфиболы ХГ.

Fig. 3. a – amphibole phenocrysts with biotite inclusions; b – variation diagrams T□ – log fO_2 and H_2O wt. % – T for amphiboles according to monomineral geothermometer data (Ridolfi et al., 2010). 1 – amphiboles KHG.

ди цирконов гранитоидов. Однако, не исключено, что цирконы тефры могут быть расценены как ксенокристы гранитоидов в связи со сходством их морфологии и микроэлементного состава (Толстых и др., 2020).

Таким образом, среди минералов тефры ХГ выделено как минимум два парагенезиса, кристаллизовавшихся при разных температурах: высокотемпературный, представленный амфиболом реакционных кайм, цирконом и, возможно, основным плагиоклазом, соответствует диапазону около 840-900□, и низкотемпературный (кислый плагиоклаз, биотит, амфибол), соответствующий диапазону 730-780 □. Поскольку более высокотемпературные фазы (зоны более основного плагиоклаза вокруг ядер более кислого состава или реакционные каймы вокруг зерен биотита) часто образовывались после формирования низкотемпературного парагенезиса, можно предполагать, что повторное повышение температуры в магматической камере или какой-то ее области является признаком магматического смешения - внедрением более высокотемпературного расплава в кислый очаг.

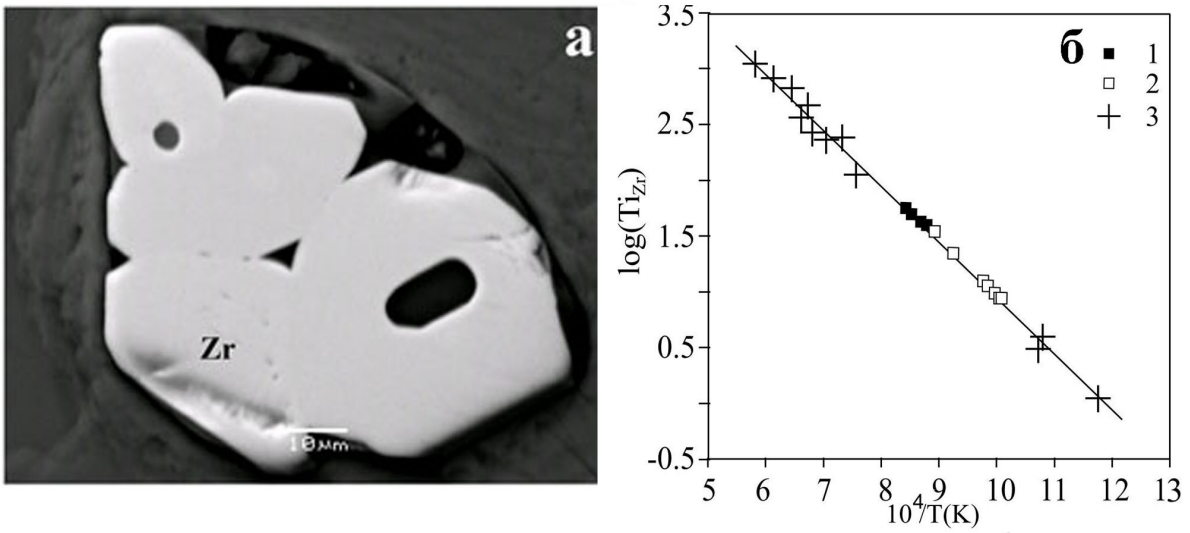


Рис. 4. а – кристаллическое включение циркона в биотите тефры ХГ; б – вариационная диаграмма T□-Ti_{Zr} для цирконов согласно мономинеральному термометру (Watson et al, 2006). Активность титана в системе определена согласно методу (Wark, Watson, 2004). 1 – циркон ХГ, 2 – циркон гранитоидов, 3 – экспериментальные данные из работы (Watson et al., 2006).

Fig. 4. a – the crystal inclusion of zircon in the biotite of tephra KHG; b – the T□-Ti_{Zr} variation diagram for zircons according to the monomineral thermometer (Watson et al, 2006). The activity of Ti in the system is determined according to the method (Wark, Watson, 2004). 1 – zircons KHG, 2 – zircons from granite, 3 – experimental data from (Watson et al, 2006).

Работа выполнена в рамках темы государственного задания № 0137-2019-0014 и частичной финансовой поддержке гранта РФФИ 20-05-00085.

Литература

1. Базанова Л.И., Певзнер М.М. (2001) Хангар – еще один действующий вулкан на Камчатке // ДАН. 2001.Т. 377. № 6. С. 800–802.
2. Певзнер М.М., Лебедев В.А., Волынец А.О., Толстых М.Л., Костицын Ю.А., Бабанский А.Д. Возраст стратовулканов Ичинский и Хангар (Срединный хребет, Камчатка) // ДАН. 2019. Т. 489. № 6. Р. 82–86.
3. Толстых М.Л., Наумов В.Б., Певзнер М.М., Бабанский А.Д. Расплавы, формировавшие тефру извержения 6900 вулкана Хангар (Срединный хребет, Камчатка) // Материалы ТБГ. 2018. С. 126–128.
4. Толстых М.Л., Бабанский А.Д. Акцессорные минералы как маркер участия гранитоидов фундамента в формировании магм вулканического центра Хангар (Срединный хребет, Камчатка) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2020. Т. 17. С. 530–533. https://doi.org/10.31241/FNS.2020.17.102.
5. Cook E., Portnyagin M., Ponomareva V., Bazanova L., Svensson A., Garbe-Schönberg D. (2018) First identification of cryptotephra from the Kamchatka Peninsula in a Greenland ice core: implications of a widespread marker deposit that links Greenland to the Pacific northwest // Quaternary Science Reviews. 2018. V. 181. P. 200–206. doi:https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.11.036.
6. Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // Am. Mineralogist. 2005. V. 90. P. 316–328.
7. Kudo A.M., Weill D.F. An igneous plagioclase thermometer//Contrib Mineral Petrol. 1970. V. 25. P. 52–65.
8. Putirka K. Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: tests of some existing models and new calibrations // American Mineralogists. 2005. V. 90. P. 336–346.
9. Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole incalc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and applicationto subduction-related volcanoes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2010. V. 160. P. 45–66.
10. Spray J.G. Quantitative electrone-microprobe analysis of alkali silicate glasses: a rewiew and user guide// Canad. Mineral. 1995. V. 33. P. 323–332.
11. Wark D.A., Watson E.B. Launching the TITANiQ: titanium-in-quartz thermometer. Geochim. Cosmochim. Acta. 68, A 543.
12. Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile// Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 151. P. 413–433.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 382–386

Редкоземельные и редкие карбонаты фенитов Косьюского рудного поля (Средний Тиман)

Удоратина О.В. [1, 2], **Варламов Д.А.** [3]
[1] *Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, udoratina@geo.komisc.ru*
[2] *Томский государственный университет, Томск*
[3] *Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка*

Аннотация. Рассмотрены находки редкоземельных и редких (по встречаемости) карбонатов в образцах из рудного редкометалльно-редкоземельного поля Косью (Средний Тиман). Установлено появление редкоземельных (фтор)карбонатов в щелочных метасоматитах, при этом в составе редких земель преобладают цериевые разности (Ce > La > Nd). В целом состав редкоземельных карбонатов из метасоматитов близок таковым из карбонатитов рудного поля Косью, однако, смещен в сторону бескальциевых фторкарбонатов. Приведены составы редких карбонатов (бурбанкита, анкилита, норсетита), появление которых в метасоматитах связано с редкоземельными карбонатами.

Ключевые слова: редкоземельные (фтор)карбонаты, бастнезит, бурбанкит, Косью, Средний Тиман.

Rare-earth carbonates of the phenites of the Kosyu ore field (Middle Timan)

Udoratina Oxana [1,2], **Varlamov Dmitry** [3]
[1] *Institute FRS of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar, udoratina@geo.komisc.ru*
[2] *TSU, Tomsk*
[3] *IEM RAS, Chernogolovka, dima@iem.ac.ru*

Abstract. Rare-earth carbonates of the Kosyu ore rare-metal-rare-earth field (Middle Timan) are considered. The development of rare earth carbonates in alkaline metasomatites is shown. It was found that cerium (Ce > La > Nd) predominate in the composition of rare earths. In general, the composition of rare earth carbonates is similar to those known in the carbonatites of the Kosyu ore field, however, the composition is biased towards calcium-free fluorocarbonates. Compositions of rare carbonates (burbankite, ankilite, norsetite), the appearance of which in metasomatites is associated with rare earth carbonates, are given.

Key words: rare earth carbonates, bastnasite, burbankite, Kosyu, Middle Timan.

Введение

В пределах южной части Четласского Камня на Среднем Тимане известны редкометалльно-редкоземельные проявления Косьюского рудного узла. Редкометалльно-редкоземельная минерализация связана с четласским комплексом включающем в себя ультраосновные породы, связанные с ними карбонатиты, породы жильной серии и фениты. Вмещающими породами являются метатерригенные и метатерригенно-карбонатные отложения позднерифейских четласской и быстринской серий. В породах «рамы», как и в самих дайковых породах, широко проявлены процессы фенитизации, а в пределах рудных полей развиты разнообразные щелочные метасоматиты (фениты, флогопитовые слюдиты, полевошпатовые метасоматиты) и гидротермальные жильные образования с дотаточно обильной акцессорной редкометалльно-редкоземельной минерализацией (Ивенсен, 1964, Костюхин, Степаненко, 1987, Тиманский…, 2009, Недосекова и др., 2011, 2013, 2017, Голубева и др., 2019, Удоратина и др., 2015, 2016, 2021). Щелочные метасоматиты локализованы в тех же тектонических зонах северо-восточного простирания, что и дайковые ультрабазиты пикрит-лампрофировой серии, но в отличие от магматических дайковых пород (проявленных на широкой территории) они появляются только на отдельных локальных участках. Вмещающие осадочно-метаморфические породы (первично песчаники, алевролиты, сланцы и филлиты) преобразованы в фениты, сложенные новообразованным комплексом минералов: эгирин + щелочные амфиболы + микроклин и альбит, часто с карбонатами. По дайковым ультраосновным породам развивались флогопитовые слюдиты

и полевошпатовые метасоматиты. Флогопитовые слюдиты и наиболее крупные тела карбонатитов распространены в Косьюской зоне разлома в районе массива (раздува дайки пикритов) р.Косью, где особенно интенсивно проявлены процессы формирования карбонатитов и связанных с ними зон приконтактового метасоматоза. Здесь описаны штокверковые зоны гетит-полевошпатовых пород, тесно связаных с процессом карбонатитообразования, наиболее поздние кварц-гетит-гематитовые жилы пересекают все породы массива.

Геологические, петрографо-минералогические и петрогеохимические исследования последних лет по карбонатитам и щелочным пикритам приведены в работах (Недосекова и др., 2013, Голубева и др., 2019, Удоратина и др., 2021), данные по минералогии – в работах (Ковальчук и др., 2013, Недосекова и др., 2017).

В верховьях реки Косью были отобраны щелочные метасоматиты – фениты, развившиеся по песчаникам визингской свиты четласской серии. В них были изучены редкометалльные и редкоземельные акцессорные рудные минералы. Редкометалльная минерализация представлена в основном оксидами – колумбитом, высоко Nb рутилом, ильменитом, редкоземельная – в основном фосфатами: монацитом и ксенотимом нескольких генераций, и различными редкоземельными карбонатами и фторкарбонатами (Varlamov et al., 2017).

Предшественниками исследовались карбонаты собственно карбонатитов штока Косью: кальциты, доломиты, сидериты, анкериты, Ba-Sr-Th содержащие кальциты, бастнезит-(Ce), бастнезит-(La), паризит, анкилит, Sr редкоземельный карбонат, бурбанкит (Ковальчук и др., 2013, Недосекова и др., 2017).

Методика работ

Проведены комплексные петрографо-минералогические исследования фенитизированных кварцитопесчаников визингской свиты из опробованных поверхностных горных выработок в пределах рудного поля Косью. Материал для исследований получен при полевых исследованиях 2015-2016 гг. Исследования проведены в ЦКП «Геонаука» и ИЭМ РАН (г. Черноголовка). Исследования выполнялись на электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMH с энерго-дисперсионной приставкой Oxford Instrument X-Max 50 mn2 (г. Сыктывкар), а также на электронном сканирующем микроскопе производства фирмы Tescan (Czech Republic, https://www.tescan.com): Tescan VEGA-II XMU с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 450 и спектрометром с волновой дисперсией Oxford INCA Wave 700, при ускоряющем напряжении 20 кВ. Ток поглощенных электронов на исследованных образцах – от 150 до 400 pA (в зависимости от микрорельефа, структуры и состава образца). Размер электронного зонда на поверхности образца 157–180 нм (Tescan). Область возбуждения в зависимости от состава образца и геометрии фаз может достигать 5 мкм в диаметре. Съемка микрофотографий осуществлялась главным образом в режиме обратно-рассеянных электронов с вещественным контрастом (BSE – back-scattered electrons), г. Черноголовка.

Результаты работы

Опробованная серия пород включает неизменные, слабоизмененные и фенитизированные кварцитопесчаники, в которых наблюдаются реликтовые и новообразованные парагенезисы минералов. При развитии процессов фенитизации в кварцитопесчаниках начинают развиваться альбит, микроклин, эгирин и комплекс рудных редкометалльно-редкоземельных минералов.

Среди новообразованных породообразующих минералов были установлены эгирин, щелочные амфиболы, железистые хлориты, фторфлогопиты и их безалюминиевые аналоги. Среди акцессориев; цирконы, фосфаты REE, Al, Ba; редкие карбонаты: бурбанкит (Na,Ca)3(Sr,Ba,Ce)3(CO3)5, норсетит $BaMg(CO_3)_2$, анкилит-(Ce), Ba-Mn карбонаты, различные фторкарбонаты REE; обширный спектр ториевой минерализации, высокониобиевые рутилы, цериевые минералы с Mn, Fe, Ba, Pb (Varlamov et al., 2017). В данной работе рассмотрены редкие карбонаты и редкоземельные фторкарбонаты – как правило, бастнезитовой серии).

Редкоземельные (фтор)карбонаты и карбонаты-(Sr, Ba) чаще всего наблюдаются в полнопроявленных метасоматитах, альбит-микроклин-эгириновых метасоматитах, эгиринитах. Редкоземель-

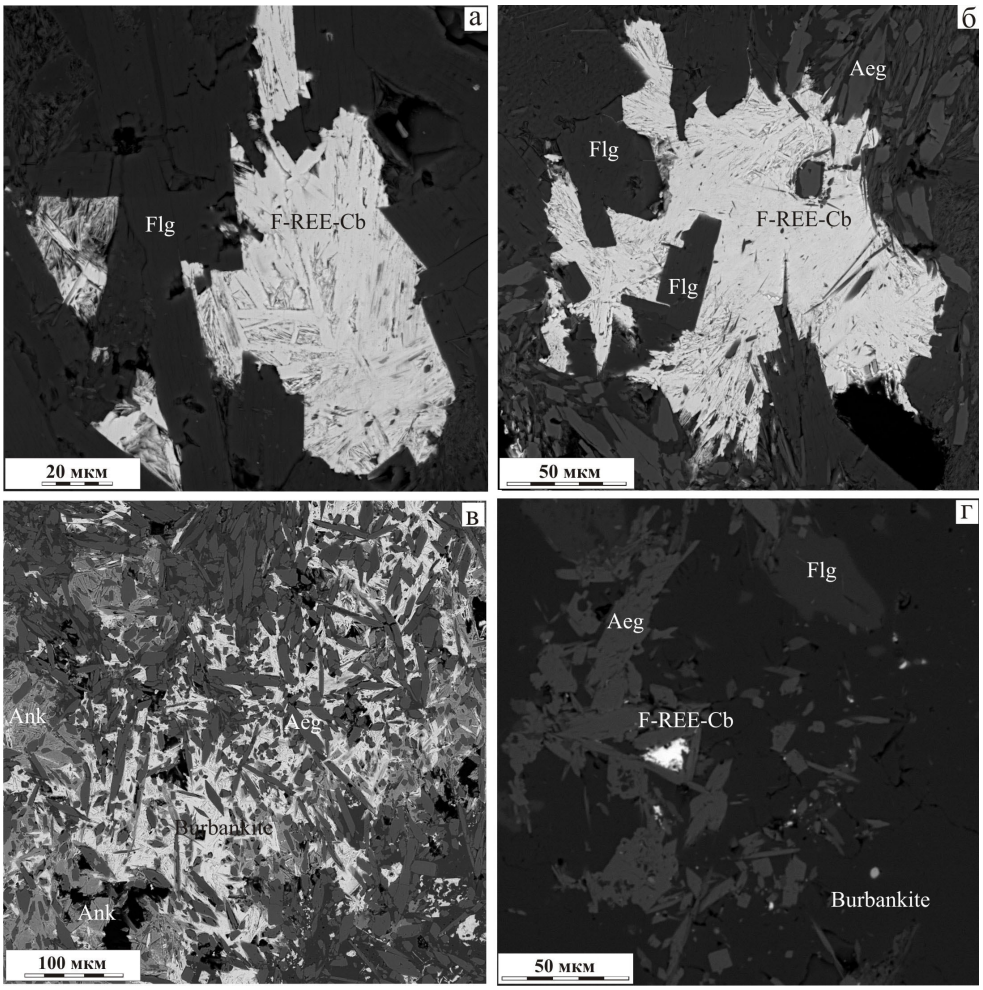


Рис. 1. Распределение агрегатов бастнезита (а–в) и бурбанкита (г) в щелочных метасоматитах по кварцито-песчаникам. Изображения сняты в обратно-рассеянных (BSE) электронах. Flg – флогопит, Ank – анкерит, Aeg – эгирин, F-REE-Cb – редкоземельные (фтор)карбонаты, Burbankite – бурбанкит.

Fig. 1. Distribution of aggregates of bastnesite (a-c) and burbankite (d) in alkaline metasomatites over quartzite sandstones (BSE image). Flg – flogopite, Ank – ankerite, Aeg – aegerine, F-REE-Cb – редкоземельные (фтор)карбонаты – REE fluorcarbonates, Burbankite – burbankite.

ные (фтор)карбонаты преимущественно бастнезитового состава цементируют совместно с анкеритом эгирин-флогопитовые срастания (рис. 1 а), либо наблюдаются в виде единичных обособлений в породе, но также ассоциируют со слюдой и пироксеном (с флогопитом и эгирином), (рис. 1 б, в). В химическом составе бастнезита содержание оксида кальция обычно не более 5.5 мас. % (табл. 1), резко преобладают цериевые разности, гораздо реже встречаются лантановые индивиды. Появление лантановых (и La-Nd) разностей связано с процессами окисления церия и сегрегацией Ce^{4+} из редкоземельных минералов (как описано в Varlamov et al., 2017). На это же указывают находки собственно цериевых окисных фаз в изученных образцах. Преобладание бастнезита над кальциевыми фторкарбонатами (паризит, синхизит и т.п.) связано с существенно меньшими содержаниями кальция в первичном терригенном субстрате фенитов, т.е. геохимия среды неблагоприятна для формирования кальциевых REE (фтор)карбонатов.

Отдельные мелкие выделения редких карбонатов с малыми содержаниями REE – NaSr карбоната (бурбанкита) и MgBa карбоната (норсетит) отмечаются как включения в бастнезите или калиевом полевом шпате (рис. 1 г). Кроме того, встречены анкилит-(La) и очень высокостронциевый кальцит (до 20 % SrO), причем большинство не ассоциирует впрямую с фторкарбонатами.

Таблица 1. (а) Химический состав (мас. %) фторкарбонатов редких земель.
Table 1. (a) Chemical composition (wt. %) of REE fluorcarbonates.

№ п/п	№ обр.	F	SiO_2	CaO	FeO	SrO	BaO	La_2O_3	Ce_2O_3	Pr_2O_3	Nd_2O_3	Sm_2O_3	ThO_2	Сумма
1	341/2(14)	4.52	0.86	2.55	1.61	1.89	0.32	14.67	32.16	2.47	12.56	1.68	1.04	76.31
2	341/2(22)	2.64	–	–	–	0.33	0.34	18.48	34.17	2.71	12.28	–	–	70.95
3	341/2(25)	3.74	1.07	5.74	0.54	0.69	0.53	16.91	31.00	3.01	11.07	1.00	0.68	75.98
4	341/2(26)	4.48	1.24	5.11	5.63	1.08	–	14.91	28.64	2.44	9.73	1.77	–	75.02
5	341/2(2.2)	4.30	1.20	7.10	3.90	1.52	–	12.90	26.10	2.60	8.75	1.10	1.50	70.97
6	341/2(7.1)	3.63	6.60	0.40	–	–	–	16.30	31.40	2.80	10.58	–	–	71.71
7	340/4(2.1)	3.74	–	0.60	0.40	–	–	26.20	32.90	1.90	5.25	–	–	70.99
8	340/4(5.1)	3.15	–	0.70	–	–	–	26.60	33.10	2.20	5.74	–	–	71.49
9	340/4(7.1)	5.23	–	0.80	0.80	–	–	27.70	32.00	1.70	4.96	–	–	73.19
10	340/4(7.2)	4.64	–	2.10	2.80	–	–	26.30	30.50	1.30	4.79	–	–	72.43
11	340/4(8.1)	5.55	–	0.80	0.80	–	–	26.70	32.70	2.10	5.41	–	–	74.06
12	340/4(8.2)	4.78	–	1.70	1.20	–	–	27.10	32.00	2.00	4.79	–	–	73.57
13	340/4(9.1)	5.10	–	1.30	1.00	–	–	28.20	30.50	1.40	4.87	–	–	72.37
14	341/2(39)	3.65	3.30	3.64	0.23	2.62	0.02	27.17	5.99	5.12	21.81	1.19	0.75	75.51
15	341/2(27)	2.73	3.94	12.42	2.39	0.47	0.00	11.96	25.02	2.61	9.41	0.95	1.57	73.47
16	341/2(16)	2.93	3.59	13.33	3.70	0.43	0.00	12.18	23.00	3.78	9.18	1.32	1.08	74.52

Примечание. 1-13 – бастнезит-(Ce), 14 – бастнезит-(La-Nd), 15-16 – паризит-(Ce); 2. Примесь SiO_2 обусловлена наличием большого количества субмикронных включений кварца или влиянием матрицы (для малых индивидов), заниженное содержание фтора, вероятно, связано с замещением гидроксил-ионом.

(б) химический состав (оксиды, мас.%) редких видов бесфтористых карбонатов.
(b) Chemical composition (wt %) of another fluor-free rare carbonates.

№ п/п	№ обр.	Na_2O	SiO_2	MgO	CaO	SrO	BaO	La_2O_3	Ce_2O_3	Pr_2O_3	Nd_2O_3	ThO_2	Сумма
1	341/2(23)	7.93	9.81	–	8.38	17.08	15.41	2.95	6.03	0.51	2.43	–	70.53
2	341/2(2.1)	11.43	4.40	–	4.05	21.19	7.79	4.76	8.50	–	2.59	0.55	65.21
3	341/2(41)	3.73	8.50	–	10.42	17.36	0.20	15.54	7.28	2.20	7.67	0.20	73.10
4	340/2(13)	0.28	1.39	13.21	0.44	0.37	51.11	0.45	0.68	0.12	0.27	–	68.13
5	341/2(40)	–	1.23	–	40.94	17.91	0.43	0.28	0.83	–	0.60	–	64.06

Примечание. 1. Приведены данные микрозондового анализа (без учета CO_3); Минералы: 1, 2 – бурбанкит, 3 – анкилит-(La), 4 – норсетит, 5 – высокостронциевый кальцит.

Выводы

В фенитах, сопровождающих карбонатитовые комплексы в рудном поле Косью, на фоне образования щелочной минеральной ассоциации (Ab+Kfs+Aeg+Chl+Phl) наблюдается развитие достаточно обильной рудной минерализации на базе редкометалльно-редкоземельных минералов.

В данной работе рассмотрены редкоземельные фторкарбонаты и редкие бесфтористые карбонаты. Среди них резко преобладают низко- и бескальциевые фторкарбонаты бастнезитовой серии (бастнезит-(Ce), редко бастнезит-(La)) с подчиненным количеством паризита, также встречаются находки редких карбонатов типа бурбанкита, анкилита, норсетита. Редкоземельные (фтор) карбонаты и карбонаты-(Sr-Ba) чаще всего наблюдаются в полнопроявленных метасоматитах, альбит-микроклин-эгириновых метасоматитах, эгиринитах.

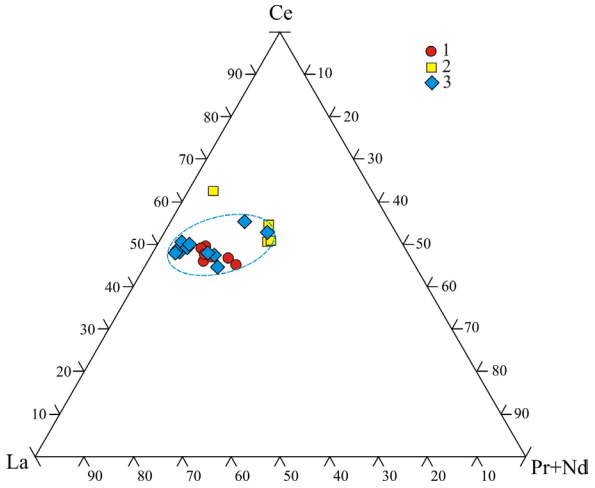


Рис. 2. Точки составов редкоземельных фторкарбонатов рудного поля Косью (в мас. %) 1-2 – исследуемые представительные образцы щелочных метасоматитов (340/4, 341/2), 3 – данные по составам редкоземельных карбонатов из карбонатитов штока Косью из работы (Ковальчук и др., 2013).

Fig. 2. Points of the composition of REE fluorcarbonates of the Kosyu ore field. 1-2 – investigated representative samples of alkaline metasomatites (340/4, 341/2), 3 –data on the compositions of rare-earth carbonates from carbonatites of the Kosyu stock from (Kovalchuk et al., 2013).

Преобладание бастнезитовой серии обусловлено низким геохимическим фоном кальция в исходных метатерригенных вмещающих породах. Фторкарбонаты REE и редкие Sr-Ba содержащие карбонаты, вероятно, разнесены по времени минералообразования, поскольку фтор, как правило, отсутствует в Sr-Ba разностях. Это отличает описанную REE-карбонатную минерализацию от такой же, приуроченной непосредственно к карбонатитам. Появление существенно лантановых минералов связано, скорее всего, с окислением церия до Ce^{4+} и его сегрегацией.

Работа выполняется при финансовой поддержке РФФИ и Республики Коми в рамках научного проекта № 20-45-110010.

Литература

1. Варламов Д.А., Удоратина О.В. Минералы редкометалльно-редкоземельных рудных полей Четласского Камня Среднего Тимана // Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России. Материалы XVII Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар. 2019. С.160–162.
2. Голубева И.И., Ремизов Д.Н., Бурцев И.Н., Филиппов В.Н., Шуйский А.С. Флюидизатно-эксплозивные ультрамафиты дайкового комплекса Среднего Тимана и их парагенетическая связь с карбонатитами // Региональная геология и металлогения. 2019. С. 1–13.
3. Ивенсен Ю.П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.-Л. Изд-во: Наука. 1964. 126 с.
4. Ковальчук Н.С., Шумилова Т.Г., Степаненко В.И. Редкоземельная минерализация в карбонатитах Косьюского массива (Средний Тиман) // Записки РМО. 2013. Т. 142. № 3. С. 109–132.
5. Костюхин М.Н., Степаненко В.И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л. Изд-во: Наука. 1987. 232 с.
6. Недосекова И.Л., Владыкин Н.В., Удоратина О.В., Ронкин Ю.Л. Карбонатиты четласского комплекса (Средний Тиман): геохимические и изотопные данные // ЕЖЕГОДНИК-2012. Труды ИГГ УрО РАН. Вып. 160. 2013. С. 150–158.
7. Недосекова И.Л., Замятин Д.В., Удоратина О.В. Рудная специализация карбонатитовых комплексов Урала и Тимана // Литосфера. 2017. № 2. С. 60–77.
8. Недосекова И.Л., Удоратина О.В., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В, Гуляева Т.Я. Петрохимия и геохимия дайковых ультрабазитов и карбонатитов Четласского комплекса (Средний Тиман) // ЕЖЕГОДНИК-2010. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 158. 2011. С. 122–130.
9. Тиманский кряж. Т. 2. Литология и стратиграфия,геофизическая характеристика земной коры, тектоника, минерально-сырьевые ресурсы (ред. Л.П. Шилов, А.М. Плякин, В.И. Алексеев). Ухта. Изд-во: УГТУ. 2009. 460 с.
10. Удоратина О.В., Вирюс А.А., Козырева И.В, Швецова И.В., Капитанова В.А. Возраст монацитов жильной серии четласского комплекса (Средний Тиман): Th-U-Pb данные // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар. 2015. № 3. С. 23–29.
11. Удоратина О.В., Капитанова В.А. Редкометалльно-редкоземельные месторождения и рудопроявления севера Урала и Тимана: геохронология рудного процесса // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 4(28). С. 86–101.
12. Удоратина О.В., Шмакова А.М., Варламов Д.А., Шуйский А.С. Ультраосновные породы Новобобровского рудного поля (Средний Тиман): минералогия, петрография, петрогеохимия // Известия Коми научного центра УрО РАН. Сер. «Наука о Земле». Сыктывкар. 2021. (в печати).
13. Varlamov D.A., Udoratina O.V., Burakov N.N. Unusual monazites and Ce segregation process during alkaline metasomatosis of acid substrates (Kosyu ore field, Middle Timan) / Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits. XXXIII International conference. Abstract. Miass. 2017. P. 292–295.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 387–391

Признаки присутствия океанической коры в харбейском метаморфическом комплексе (Полярный Урал)

Уляшева Н.С.
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, nataliaulyashewa@yandex.ru

Аннотация. Проведены петрографические, минералогические и петрогехимические исследования барруазитовых амфиболитов и глаукофановых сланцев западной части харбейского метаморфического комплекса. Установлено, что метаморфические минералы: глаукофан, барруазит и гранат сформировались при прогрессивном метаморфизме. Анализ содержаний породообразующих оксидов, редких и редкоземельных элементов указывает на то, что породы генетически связаны и схожи по составу с океаническими базальтами N-MORB.

Ключевые слова: глаукофановый сланец, барруазитовый амфиболит, метаморфизм, харбейский метаморфический комплекс.

Signs of the presence of oceanic crust in the Kharbei metamorphic complex (Polar Ural)

Ulyasheva N.S.
Institute of Geology, Komi Science Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, nataliaulyashewa@yandex.ru

Abstract. Petrographic, mineralogical and petrochemical studies of barroisite amphibolites and glaucophane schists of the western part of the Kharbei metamorphic complex have been carried out. It was found that metamophric minerals: glaucophane, barroisite and garnet were formed during progressive metamorphism. Analysis of the contents of rock-forming oxides, rare and rare-earth elements indicates that the rocks are genetically related and similar in composition to oceanic N-MORB basalts.

Key words: glaucophane schist, barroisite amphibolite, metamorphism, Kharbei metamorphic complex.

Введение

На Полярном Урале в районах тектонических надвигов в пределах комплексов и отдельных зон встречаются породы с глаукофаном, барруазитом, кроситом, являющиеся индикторами высокобарического метаморфизма. По мнению исследователей (Коновалов и др., 2009; Вализер, 1988) их формирование связано с дислокационным метаморфизмом в позднепалеозойское время. В западной части нижнепротерозойского харбейского метаморфического комплекса (Полярный Урал) по ручью Скалистому и правым притокам ручья Бадьяеган распространены барруазитовые амфиболиты. Среди них на границе с верхнепротерозойскими отложениями няровейской серии встречаются тела глаукофансодержащих пород, относящихся к Западно-Харбейской зоне голубых сланцев (Вализер, 1988). Для установления состава и условий формирования барруазитовых амфиболитов и глаукофансодержащих пород нами проведены петрографические и петрогеохимические исследования этих образований.

Минеральный состав, структурные и текстурные особенности пород изучены под поляризационным микроскопом. Содержания породообразующих оксидов (таблица 1) получены с помощью метода мокрой химии в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар). Определение концентраций редких и рассеянных элементов в в метаморфитах выполнено путем кислотного разложения исходных образцов и дальнейшего анализа с помощью секторного масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно связанной плазме ICP-MS методом в Институте геологии и геохимии им. А. Н. Заварицкого (г. Екатеринбург, масс-спектрометнр ELAN 9000, аналитик Ронкин Ю.Л.), а также в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар, ЦКП «Геонаука», масс-спектрометр Agilent 7700x, аналитик Игнатьев Г.В.)

Петрография и минералогия

Барруазитовые амфиболиты имеют массивную, слабосланцеватую текстуру и мелкозернистую порфиробластовую и гранонематобластовую структуру. Они состоят из барруазита (50-70 %), альбита (до 10-20 %), клиноцоизита (до 10 %), граната (1-3 %), кварца (до 1 %), хлорита (до 5 %) и мусковита (до 3 %). Акцессорные минералы представлены цирконом, флюоритом, апатитом и титанитом, рудные – магнетитом и пиритом.

Амфибол – барруазит представлен зелеными и голубовато-зелеными длиннопризматическими и призматическими кристаллами размером до 1 мм. По краям минерал замещается хлоритом. Изредка в барруазите отмечаются реликты эденита.

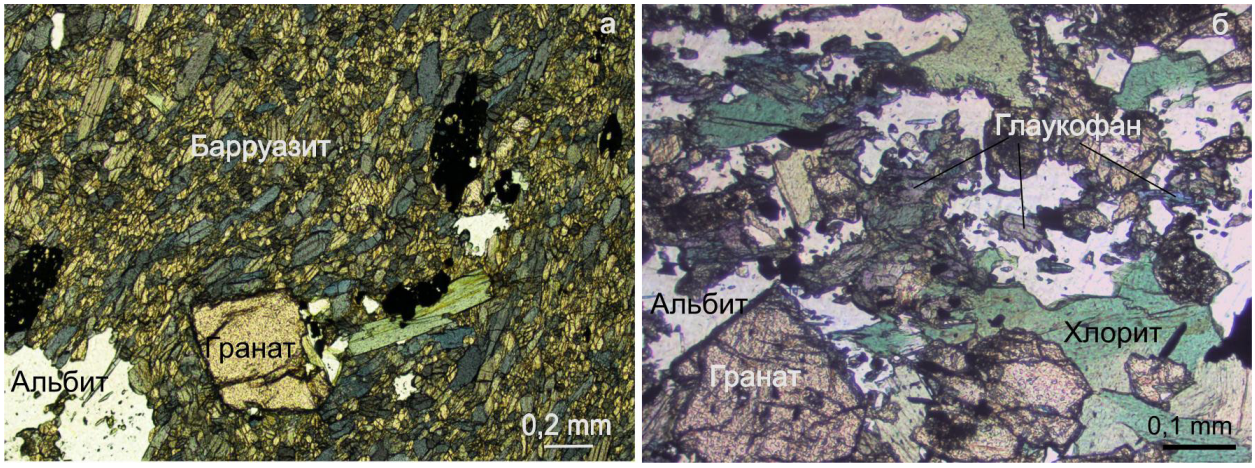


Рис. 1. Порфиробласты граната в барруазитовом амфиболите (а) и глаукофановом сланце (б) харбейского метаморфического комплекса. Фотографии шлифов при одном николе.

Fig. 1. Garnet porphyroblasts in barroisite amphibolite (a) and glaucophane schist (b) of the Kharbei metamorphic complex. Photos of thin sections at one nicholas.

Гранат образует порфиробласты (рис. 1 а) размером до 0.7 мм и имеет пироп-спессартин-гроссуляр-альмандиновый состав. Минерал содержат включения клиноцоизита и альбита. В гранате наблюдается прогрессивная зональность: уменьшение марганца и увеличение магния и железа от центра к периферии кристаллов.

Альбит образует линзовидной и изометричной формы порфиробласты с гелицитовой структурой с включениями клиноцоизита и амфибола. Хлорит и мусковит встречаются в виде крупных чешуек, часто развиваются поперек сланцеватости и ассоциируются с титанитом.

Глаукофановые сланцы имеют массивную, полосчатую, местами слабосланцеватую текстуру; мелкозернистую, порфиробластовую и лепидонематогранобластовую структуру. Они состоят из граната (15-20 %), альбита (25-30 %), глаукофана (10-15 %), барруазита (3-5 %), хлорита (15 %), клиноцоизита (5 %), мусковита (2-3 %) и кварца (3-4 %). Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом (до 1 %), рудные – ильменитом, рутилом и магнетитом (2-3 %).

Полосчатая текстура пород обусловлена распределением гранатов в виде полос и удлиненных линзовидных выделений. Гранат образует скопления мелких зерен и порфиробласты размером до 0.8 мм (рис. 1 б). Центральные части гранат отвечают по составу спессартину. Наблюдается увеличение железа и магния и уменьшение марганца от центра к периферии зерен. Включения в нем представлены клиноцоизитом и глаукофаном. Минерал замещается по трещинкам хлоритом. Скопления мелких зерен граната отделены от основной массы породы кварцевым прослоем.

Порфиробласты размером до 0.5 мм образует также альбит изометричной и линзовидной формы. Минерал содержит включения глаукофана, рудных минералов и клиноцоизита.

Глаукофан представлен длиннопризматическими шестоватыми кристаллами и ромбовидными сечениями размером до 1 мм. Он плеохроирует от бледно-желтого до фиолетового. Минерал по краям замещается или обрастает барруазитом.

Клиноцоизит размерами до 0.3 мм имеет призматические зерна с грязно-желтой окраской.

Хлорит образует чешуйки до 0.7 мм. Иногда наблюдаются сноповидные выделения этого минерала. Он имеет коричневые цвета интерференции.

Значения давлений формирования глаукофана и барруазита согласно схеме субфаций метаморфизма (Добрецов и др., 1974) и диаграмме Al_{IV} – Na_{M4} (Brown, 1977) в изучаемых породах оценивается не меньше 7-9 кбар. Зональность гранатов указывает на прогрессивный метаморфизм. При низкотемературных условиях (320-460° С) в породах сформировался глаукофан и высокомарганцевый гранат, при повышении температуры (460-550° С) глаукофан, видимо, заместился барруазитом, а спессартиновый гранат – альмандиновым гранатом.

Петрогеохимические особенности пород

Согласно дискриминантной функции (Великославинский и др., 2013), разграничивающей метаморфизованные магматические породы от осадочных, барруазитовые амфиболиты и глаукофановый сланец являются ортообразованиями. Химический состав пород приведен в таблице 1. На TAS диаграмме (Middlemost, 1994) точки составов пород занимают область магматических пород основного состава. Метабазиты близки по составу к высокожелезистым натриевым низкоглиноземистым толеитам. В некоторых барруазитовых амфиболитах и глаукофановом сланце наблюдается увеличение оксида натрия до 5-6 мас. %, что вероятно связано с натриевым метасоматозом.

Таблица 1. Химический состав (мас.%) барруазитовых амфиболитов (1–6) и глаукофанового сланца (7) харбейского метаморфического комплекса.

Table 1. Chemical composition (wt.%) of barroisite amphibolites (1-6) and glaucophane shale (7) of the Harbin metamorphic complex.

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	45.66	45.04	52.76	45.32	46.14	47.13	49.32
TiO_2	1.51	1.49	1.44	1.33	1.31	1.31	1.02
Al_2O_3	13.14	14.12	12.77	14.08	13.14	12.11	14.89
Fe_2O_3	8.19	3.55	3.63	7.33	4.39	4.68	6.11
FeO	7.97	11.8	9.49	7.9	11.1	10.36	10.26
MnO	0.19	0.27	0.29	0.33	0.27	0.17	0.48
MgO	6.16	7.45	6.35	6.78	6.76	7.8	5.53
CaO	11.33	9.21	7.2	7.58	7.96	6.76	3.47
Na_2O	2.7	2.51	3.36	3.43	4.58	6.19	5.05
K_2O	0.13	0.12	0.11	0.11	0.22	0.1	0.12
P_2O_5	0.14	0.076	0.01	0.088	0.12	0.05	0.14

Изучаемые породы имеют низкие содержания редкоземельных элементов (∑REE – 23.63-48.72 г/т). На диаграмме, где содержания редкоземельных элементов нормированы относительно содержания их в хондрите (рис. 2 а), барруазитовые амфиболиты и глаукофановый сланец образуют схожие спектры распределения элементов с небольшой отрицательной европиевой аномалией и в основном с более низким количеством легких редких земель относительно тяжелых (La/Yb – 0.54-1.24). На спайдер-диаграмме видно (рис. 2 б), что линии содержаний редких и редкоземельных элементов в изучаемых породах идентичны и близки к содержанию их в базальте N-MORB. На идентификационных диаграммах точки составов барруазитовых амфиболитов и глаукофанового сланца располагаются в области океанических образований (рис. 2 в, г). В отличие от базальтов N-MORB, бааруазитовые амфиболиты и глаукофановый сланец имеют аномально низкие концентрации Zr и Hf и повышенные содержания железа, что сближает их с паргасит-гастингситовыми амфиболитами (Уляшева, 2020) центральных частей харбейского метаморфического комплекса и свидетельствует об их едином генезисе.

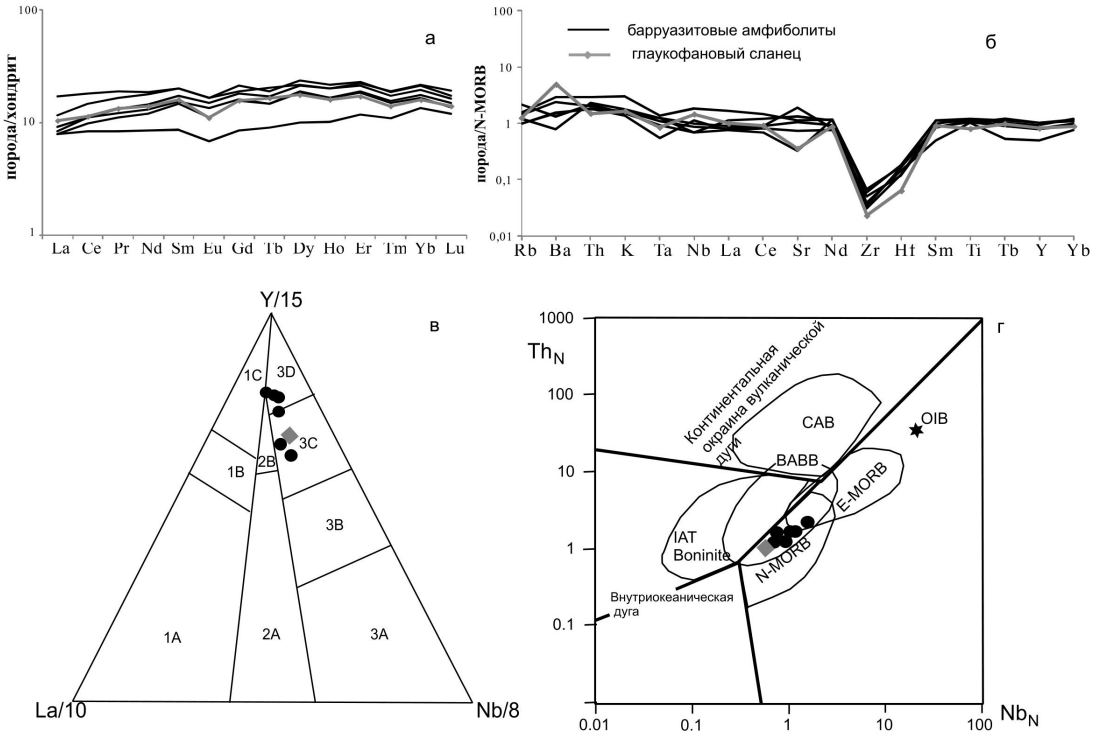


Рис. 2. Графики (а и б) со спектрами содержаний редких и редкоземельных элементов, нормированных относительно хондрита и N-MORB (Sun, McDonough, 1989), и идентификационные диаграммы (в (Cabanis et al., 1989) и г (Saccani, 2014)) для барруазитовых амфиболитов и глаукофанового сланца харбейского метаморфического комплекса. Названия полей на диаграммах соответствуют: 1A – CAB (известково-щелочные базальты), 1B – CAB+IAT (островодужные толеиты), 1C – IAT, 2A – континентальные базальты, 2B – BABB (базальты задугового бассейна), 3A – щелочные базальты континентальных рифтов, 3 B, C – E-MORB (обогащенные базальты срединно-океанических хребтов), 3D – N-MORB (примитивные базальты срединно-океанических хребтов). Точки составов пород: черные круги – барруазитовые амфиболиты, серый ромб – глаукофановый сланец.

Fig. 2. Graphs (a and b) with spectra of trace and rare-earth elements normalized to chondrite and N-MORB (Sun, McDonough, 1989), and identification diagrams (in (Cabanis et al., 1989) and d (Saccani, 2014)) for barroisite amphibolites and glaucophane schist of the Kharbei metamorphic complex. 1A – CAB (calc-alkaline basalts), 1B – CAB + IAT (island-arc tholeiites), 1C – IAT, 2A – continental basalts, 2B – BABB (basalts of the back-arc basin), 3A – alkaline basalts of continental rifts, 3 B, C – E-MORB (enriched basalts of the mid-ocean ridges), 3D – N-MORB (primitive basalts of the mid-ocean ridges). Points of rock compositions: black circles - barroisite amphibolites, gray rhombus – glaucophane schist.

Выводы

Изучение петрографических и минералогических особенностей барруазитовых амфиболитов и глаукофановых сланцев харбейского метаморфического комплекса показало, что они образовались при прогрессивном метаморфизме. Петрогеохимический состав пород указывает на их генетическую связь. На основании анализа содержаний редких и редкоземельных элементов можно предположить, что протолитом для изучаемых пород служили магматические породы основного состава, близкие к базальтам N-MORB.

Литература

1. Вализер П.М., Ленных В.И. Амфиболы голубых сланцев. М. Изд-во: Наука. 1988. 203 с.
2. Великославинский, С.Д., Глебовицкий, В.А., Крылов, Д.П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // ДАН. 2013. Т. 453. № 3. С. 310–313.

3. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений (под ред. В.С. Соболева). М. Изд-во: Недра. 1974. 328 с.
4. Коновалов А.Л., Доливо-Добровольский Д.В., Мельгунов А.Н., Казак А.П. Дислокационный метаморфизм протерозойских комплексов Харбейско-Марункеуской структурно-формационной зоны (Полярный Урал) // Региональная геология и металлогения. 2009. № 39. С. 33–45.
5. Уляшева Н.С. Геохимия амфиболитов харбейского палеопротерозойского метаморфического комплекса (Полярный Урал) // Труды КНЦ РАН. Сер. Геология. 2020. № 10. С. 49–60. http://dx.doi.org/10.17076/geo1266.
6. Brown E.H. The crosstie-content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism / E.H. Brown // J. Petrol. 1977. V. 18. N. 1. P. 53–72.
7. Cabanis B., Lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et / ou de contamination crustale // Comptes Rendus de l'Academie des Sciences. 1989. V. 309. P. 2023–2029.
8. Middlemost, E.A.K. (1994) Naming Materials in the Magma / Igneous Rock System. Earth-Science Reviews, 1994. № 3. PP. 215–244. http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9.
9. Saccani E. A new method of discriminating different types of post Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics, Geoscience Frontiers. 2014. http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.006.
10. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins. Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 392–396

Офитовые габбронориты основания массива Кумужья, Мончеплутон: минералогия, петро-геохимия и U-Pb возраст

Чащин В.В., Савченко Е.Э.
Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, chashchin@geoksc.apatity.ru, evsav@geoksc.apatity.ru

Аннотация. Изучены офитовые габбронориты, вскрытые в результате бурения в основании массива Кумужья, являющегося средней частью массива Ниттис-Кумужья-Травяная (НКТ) палеопротерозойского Мончегорского плутона (Мончеплутона). Они слагают силлоподобное тело мощностью около 70 м с вертикальным подводящим каналом. Комплексное исследование офитовых габброноритов показало, что они являются более молодой интрузивной фазой, относительно основного объема массива НКТ. Для них характерно присутствие зонального ортопироксена, состав которого меняется от бронзита ($En_{85.6-74.3}$) в ядре до гиперстена ($En_{74.3-57.0}$) в краевой части, что обусловлено резким снижением температуры кристаллизации тела в результате сравнительно быстрого охлаждения. Между офитовыми габброноритами и вышележащими меланоноритами происходил процесс диффузионного метасоматоза, который фиксируется в возрастании в зоне верхнего контакта содержаний MgO и Cr, но снижении содержаний CaO, суммы РЗЭ, Ba, Sr, Zr и Y. U-Pb методом по цирконам (SIMS SHRIMP-IIe) возраст офитовых габброноритов определен в 2484.5 ± 7.9 млн. лет.

Ключевые слова: офитовые габбронориты, зональные ортопироксены, петро-геохимия, U-Pb возраст, массив Кумужья, Мончеплутон.

Ophite gabbronorite at the base of the Kumuzhya massif, Monchepluton: mineralogy, petro-geochemistry and U-Pb age

Chashchin V.V., Savchenko Ye.E.
Geological Institute, Kola Research Center, Russian Academy of Sciences, Apatity, chashchin@geoksc.apatity.ru, evsav@geoksc.apatity.ru

Abstract. Ophite gabbronorite exposed by drilling in the base of the Kumuzhya massif, which is a middle part of the Nittis-Kumuzhya-Travyanaya (NKT) massif of the Paleoproterozoic Monchegorsk pluton (Monchepluton), have been studied. They compose a sill-shaped body of ca. 70 m thickness with a vertical feeder. A complex study on the ophite gabbronorite has indicated that they are a younger intrusive phase with regard to the NKT massif main volume. Zonal orthopyroxene with a composition varying from bronzite ($En_{85.6-74.3}$) in the core to hypersthene ($En_{74.3-57.0}$) in the rim, resulting from an abrupt decrease in body crystallisation temperature due to the relatively fast cooling, is typical of them. Between the ophite gabbronorite and overlying melanonorite, there was a process of diffusive metasomatosm, which is fixed in the upper contact zone of increasing MgO and Cr contents, but decreasing CaO, the REE total, Ba, Sr, Zr, and Y contents. Using the U-Pb dating of zircon (SIMS SHRIMP-IIe), the age of ophite gabbronorite has been defined at 2484.5 ± 7.9 Ma.

Key words: Ophite gabbronorite, zoned orthopyroxenes, petro-geochemistry, U-Pb age, Kumuzhya massif, Monchepluton.

Введение

В 50-70-х годах прошлого века, в процессе изучения сульфидных Cu-Ni руд массива НКТ за пределами его нижнего контура в 25 % от общего числа пробуренных скважин были вскрыты офитовые габбронориты с подводящими вертикальными каналами. На происхождение этих пород существует две точки зрения. Согласно первой из них, высказанной геологами комбината «Североникель» (Лялин П.В., Рутштейн С.М., Карпов Р.В. и Галкин И.В.), офитовые габбронориты являются более молодой интрузией, внедрившейся вдоль контакта между Мончеплутоном и архейскими гнейсами. По второй точке зрения (Козлов, 1973; Шарков, 2006) эти габбронориты являются сингенетическими членами нисходящего ряда пород Мончеплутона. В рамках проведения поисковых работ в 2013-2016 гг. АО «Северо-Западное ПГО» (г. Санкт-Петербург) в пределах массива Кумужья пробурило 10 скважин, в некоторых из которых были вскрыты офитовые габбронориты. В частно-

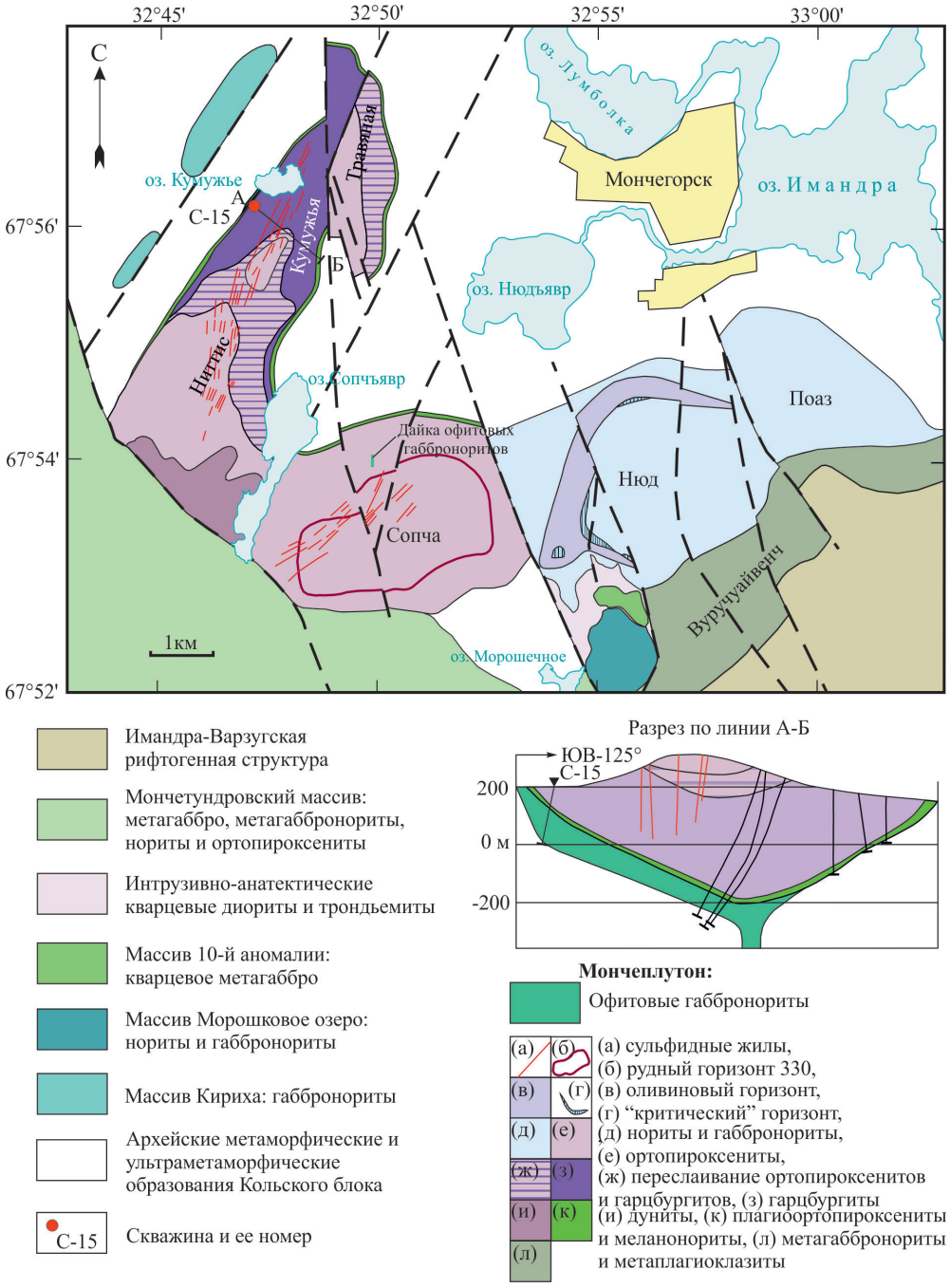


Рис. 1. Геологическая карта Мончеплутона с разрезом по линии А-Б.

Fig. 1. Monchepluton geological map with a section along the A-B line.

сти, полный разрез офитовых габброноритов получен по скважине С-15, материалы которой послужили основой для комплексных исследований, результаты которых изложены в настоящей статье.

Геологическое строение

Офитовые габброниты, вскрытые скважиной С-15, образуют тело пластообразной формы в основании массива Кумужья стволовой мощностью 115 м и истинной – около 70 м (рис. 1).

Ниже мульдообразного прогиба массива НКТ оно переходит в субвертикальное дайкообразное тело (подводящий канал) мощностью около 70-80 м (рис. 1). В большинстве случаев офитовые габброниты располагаются симметрично относительно структуры массива, хотя наблюдаются и ассиметричные тела, в т. ч., вскрытое в скважине С-15 (рис. 1). Соотношения между офитовыми габброноритами и породами массива Кумужья характеризуются отсутствием явных контак-

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 392–396

товых изменений в вышележащих породах, тогда как офитовые габбронориты в зонах эндоконтакта становятся более мелкозернистыми, особенно это заметно в зоне нижнего эндоконтакта с архейскими биотитовыми кварцевыми гнейсо-диоритами. Кроме того, на расстоянии 1-2 см от контакта с гнейсо-диоритами в офитовых габброноритах появляются участки кварц-полевошпатового состава, иногда имеющие микропегматитовое строение, связанные с частичной ассимиляцией пород фундамента офитовыми габброноритами.

Петрография

Офитовые габбронориты залегают между меланоноритами придонной части массива НКТ в висячем боку и кварцевыми гнейсо-диоритами в лежачем и представляют собой породы темно-серого цвета мелко-среднезернистого сложения. Главные породообразующие минералы представлены призматическими кристаллами плагиоклаза (30-50 об. %), ортопироксеном таблитчатой формы (10-30 об. %) и ксеноморфным клинопироксеном (15-25 об. %). Иногда отмечается присутствие ксеноморфного кварца (1-5 об. %). В качестве рудных минералов присутствуют сульфиды и магнетит. Вторичные минералы в свежих породах развиты незначительно и представлены биотитом (до 1-2 об. %), амфиболом, серицитом, хлоритом, карбонатом и эпидотом. Структура пород обычно офитовая, иногда встречается габбро-офитовая. В нижней части разреза, вскрытого скважиной С-15, в интервале 145-175 м, габбронориты метаморфизованы за счет развития гомоосевых псевдоморфоз амфибола по пироксенам с сохранением структурных особенностей породы.

Минералогия

Ортопироксены в исследованных габброноритах представлены как гомогенными, так и зональными разновидностями и делятся на две группы. I группа развита в центральных частях зональных зерен, а также образует отдельные гомогенные разновидности и по химическому составу соответствует бронзиту ($En_{85.6-74.3}$). II группа слагает краевые части зональных зерен, а также гомогенные зерна и относится к гиперстену ($En_{64.3-57.0}$). Распределение магнезиальности ортопироксена по разрезу скважины С-15 характеризуется определенными особенностями, которые заключаются в ее повышении в центральной части разреза, снижению в нижней краевой зоне и повышению вблизи контакта с вышележащими меланоноритами придонной зоны НКТ (рис. 2).

Клинопироксен из офитовых габброноритов относится к авгиту ($En_{50.3-38.0}Fs_{17.0-8.3}Wo_{47.1-34.9}$). На фоне в целом однородного состава клинопироксенов по разрезу скважины вблизи контакта с вышележащими меланоноритами в них происходит увеличение доли En и содержаний Al_2O_3 и Cr_2O_3, но наблюдается снижение величины Wo.

Состав плагиоклаза меняется от лабрадора ($An_{59.4}$) до андезин ($An_{36.9}$) и эта изменчивость по разрезу тела имеет волнообразный характер. В приконтактовой зоне с вышележащими меланоноритами основность плагиоклаза возрастает до битовнита ($An_{78.0}$).

Химический состав

Офитовые габбронориты характеризуются весьма умеренными и слабо варьирующими содержаниями петрогенных элементов, в основном свойственными типовым породам такого состава, в частности, содержание MgO изменяется от 7.1 до 13.4 мас. %. Причем, в зоне контакта их с вышележащими меланоноритами отмечается возрастание содержаний MgO и Cr_2O_3 (рис. 2) при снижении содержаний Al_2O_3 и щелочей.

В офитовых габброноритах суммарные содержания РЗЭ колеблются от 12 до 56 г/т (рис. 2), причем, если для средней части тела характерен довольно стабильный уровень суммы РЗЭ (40-56 г/т), то начиная с 97.0 м и выше по разрезу происходит их закономерное снижение с минимумом содержаний в зоне верхнего контакта (12-16 г/т).

Сходные закономерности характерны и для некоторых элементов-примесей, например, Sr (рис. 2), а также Ba, Zr и Y. Такая особенность поведения как совместимых, так и несовместимых элементов свидетельствует об инфильтрационном метасоматозе между офитовыми габброноритами и вышележащими меланоноритами.

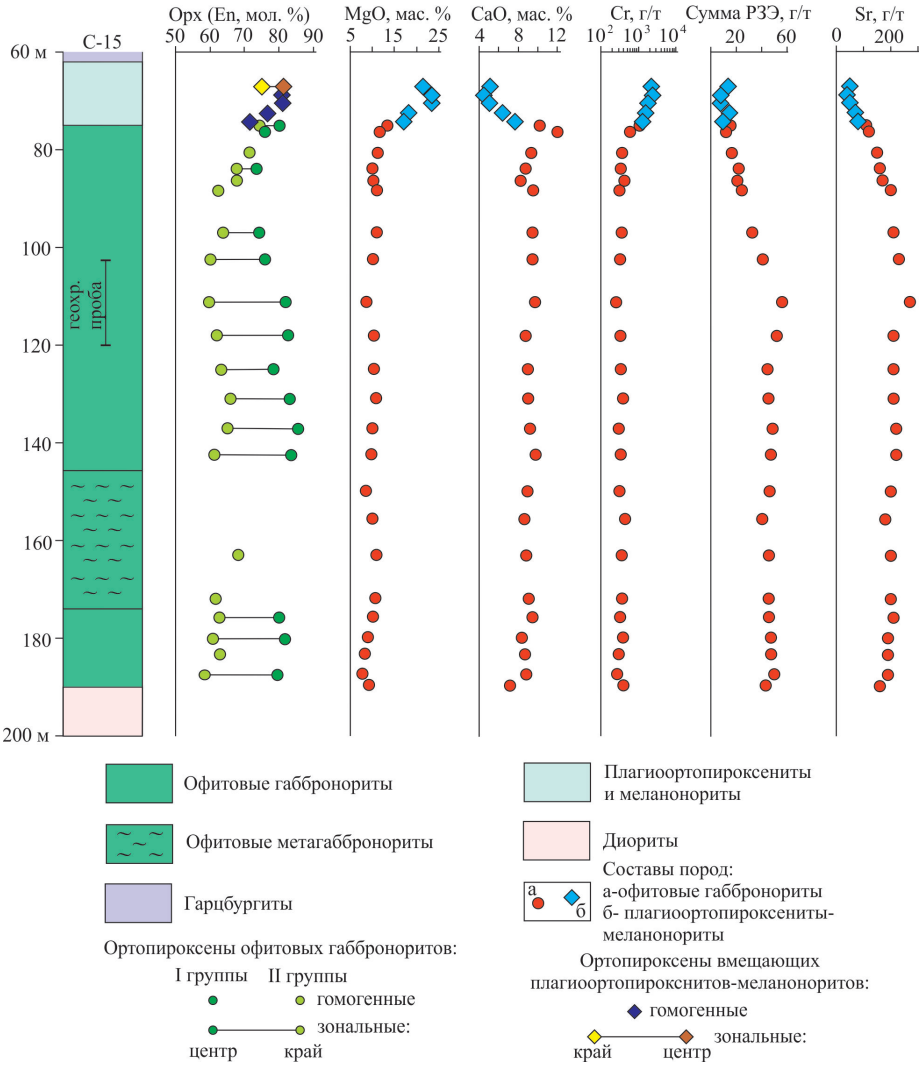


Рис. 2. Колонка по скважине С-15 и распределение по разрезу величины En в ортопироксене, содержаний MgO, CaO, Cr, суммы РЗЭ и Sr. Линиями соединены центральные и краевые зоны зональных ортопироксенов.

Fig. 2. Borehole 15 column and the distribution along the section of the En value in orthopyroxene, and MgO, CaO, Cr, REE total, and Sr. Lines connect the cores and rims of zoned orthopyroxenes.

Изотопное U-Pb датирование

Из геохронологической пробы весом 41.7 кг, отобранной в инт. 102.5-120.0 м скважины С-15 (рис. 2), получен концентрат циркона весом 21 мг. Из него выделено 20 кристаллов циркона на локальные U-Pb изотопные анализы, выполненные методом SIMS SHRIMP-IIe в Центре изотопных исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург). Изученные цирконы представлены одной генерацией, которая включает зерна циркона короткопризматический формы и их обломки размером от 60 × 90 до 150 × 180 мкм и средним коэффициентом удлинения от 1.0 до 2.6. Все продатированные цирконы однородны, характеризуются отсутствием существенного воздействия вторичных процессов на U-Pb изотопную систему, практически все полученные значения возрастов конкордантны и субконкордантны. Для таких цирконов характерна незначительная изменчивость содержаний U и Th, которая варьирует от 41 до 100 г/т U и от 32 до 118 г/т Th. В среднем содержания этих элементов (n = 20): U = 64 г/т, Th = 67 г/т, Th/U = 1.05. По этой генерации циркона получен конкордантный U-Pb возраст 2484.5 ± 7.9 млн. лет (рис. 3), который интерпретируется как время магматической кристаллизации циркона и, соответственно, офитовых габброноритов основания НКТ.

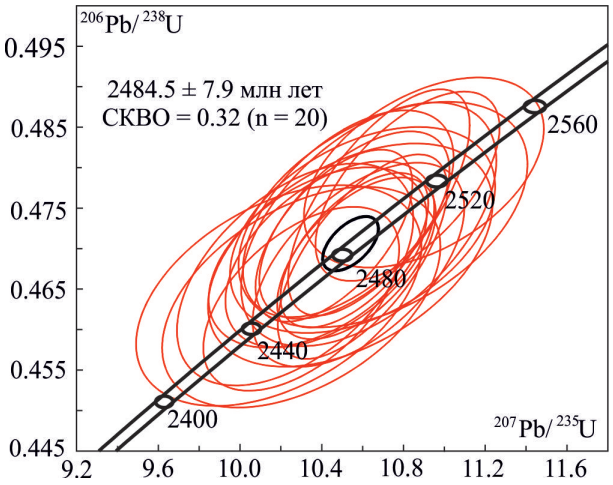


Рис. 3. U-Pb диаграмма с конкордией для магматических цирконов из офитовых габброноритов.

Fig. 3. U-Pb plot with concordia for magmatic zircons from ophite gabbronorite.

Заключение

Магматическое событие по внедрению офитовых габброноритов во время 2485 млн. лет включало в себя поступление новой магмы, менее основной по составу, чем резидентная, которая растекалась вдоль основания массива Ниттис в виде силлоподобных потоков. При детальном изучении разреза офитовых габброноритов получены достаточно надежные минералогические и петро-геохимические свидетельства инфильтрационного метасоматоза при взаимодействии этих пород с вышележащими меланоноритами массива Кумужья. Присутствие в разрезе офитовых габброноритов зональных ортопироксенов может быть обусловлено супербыстрым охлаждением магмы (Mathison, 1987; Tegner, Wilson, 1995).

Следует отметить, что распространение офитовых габброноритов не ограничивается основанием массива НКТ. Они также отмечены и в основании массива Сопча, а в его северной части слагают секущую дайку субмеридионального направления протяженностью около 200 м и мощностью 10-20 м (рис. 1), что служит косвенным геологическим подтверждением правомерности полученного возраста офитовых габброноритов.

Работа выполнена на материалах и с разрешения АО «Северо-Западное ПГО» (г. Санкт-Петербург) в рамках темы НИР 0226-2019-0053 при частичной финансовой поддержке РФФИ из средств гранта 18-05-70082.

Литература

1. Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л. Изд-во: Наука. 1973. 288 с.
2. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М. Изд-во: Научный мир. 2006. 368 с.
3. Mathison C.I. Pyroxene oikocrysts in troctolitic cumulates; evidence for supercooled crystallization and postcumulus modification // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. V. 97. P. 228–236.
4. Tegner C., Wilson J.R. Textures in a poikilitic olivine gabbro cumulate: evidence for supercooling // Mineralogy and Petrology. 1995. V. 54. P. 161–173.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 397–402

Дуниты нижней зоны палеопротерозойского Мончетундровского массива: геологические и минералого-геохимические свидетельства процесса океанизации

Чащин В.В., Савченко Е.Э.
Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, chashchin@geoksc.apatity.ru, evsav@geoksc.apatity.ru

Аннотация. Представлены результаты комплексных геологических и минералого-геохимических исследований дунитов, входящих в состав Мончетундровского базитового массива (МБМ) Кольского региона. Дуниты образуют серию дискордантных жильных тел мощностью от 10 до 50 м среди ортопироксенитов и норитов нижней зоны МБМ, реже метагабброидов верхней зоны. Они содержат ксенолит вмещающих ортопироксенитов и активно воздействуют на вмещающие породы. Оливины и хромшпинели дунитов по составу сходны с таковыми альпинотипного массива Падос. В качестве акцессорного минерала в дунитах присутствует аваруит (Ni_3Fe), который является типоморфным минералом офиолитовых комплексов. По химическому составу дуниты МБМ близки серпентинитам офиолитов Финляндии и дунитам массива Падос. Они образовались позднее вмещающих пород МБМ, по-видимому, в результате процессов растяжения и спрединга, характеризуя начальный этап формирования океанической коры на Фенноскандинавском щите.

Ключевые слова: дуниты, минеральный состав, аваруит, петро-геохимия, океанизация, Мончетундровский массив.

Dunite of the lower zone of the Paleoproterozoic Monchetundra massif: geological and mineralogical-geochemical evidence of the oceanization process

Chashchin V.V., Savchenko Ye.E.
Geological Institute, Kola Research Center, Russian Academy of Sciences, Apatity, chashchin@geoksc.apatity.ru, evsav@geoksc.apatity.ru

Abstract. Results of complex geological and mineralogical-geochemical studies on dunite, which are part of the Monchetundra basic massif (MBM) in the Kola region, have been presented. The dunite form a series of discordant vein bodies of 10 to 50 m thickness among orthopyroxenite and norite of the MBM lower zone, less frequently, the upper zone metagabbroid. They contain xenolith of the host orthopyroxenite and actively impact the host rocks. Chemically, olivines and chrome-spinels of the dunite are similar to the ones of the Pados alpinotype massif. As an accessory mineral, awaruite (Ni_3Fe), which is a typomorphic mineral of ophiolitic complexes, has been found in the dunite. Chemically, the MBM dunite are similar to ophiolite serpentinite in Finland and the Pados massif dunite. They formed later than the MBM host rocks, presumably, as a result of stretching and spreading processes. This characterises the initial stage of oceanic crust formation on the Fennoscandian Shield.

Key words: dunite, mineral composition, avaruite, petro-geochemistry, oceanization, Monchetundra massif.

Введение

В пределах нижней норит-ортопироксенитовой зоны палеопротерозойского МБМ развиты тела дунитов, на происхождение которых существует две точки зрения. Согласно первой из них дуниты являются членами ритмично расслоенной серии массива, залегая в основании отдельных ритмов (Соколова, 1976; Шарков, 2006; Kunakkuzin et al., 2020). По второй точке зрения (Чащин и др., 2018) дуниты не являются «стратифицированными» образованиями, а образуют серию секущих тел более поздних по отношению к породам МБМ. Учитывая неоднозначность представлений о формировании этих дунитов, были проведены комплексные исследования, включающие изучение вещественного состава дунитов, их минералогических и петро-геохимических особенностей.

Геологическое строение

Дуниты вскрыты многочисленными поисковыми скважинами и залегают в основном среди ортопироксенитов и норитов нижней зоны МБМ, возраст которых определен в 2496.3 ± 2.7 млн. лет

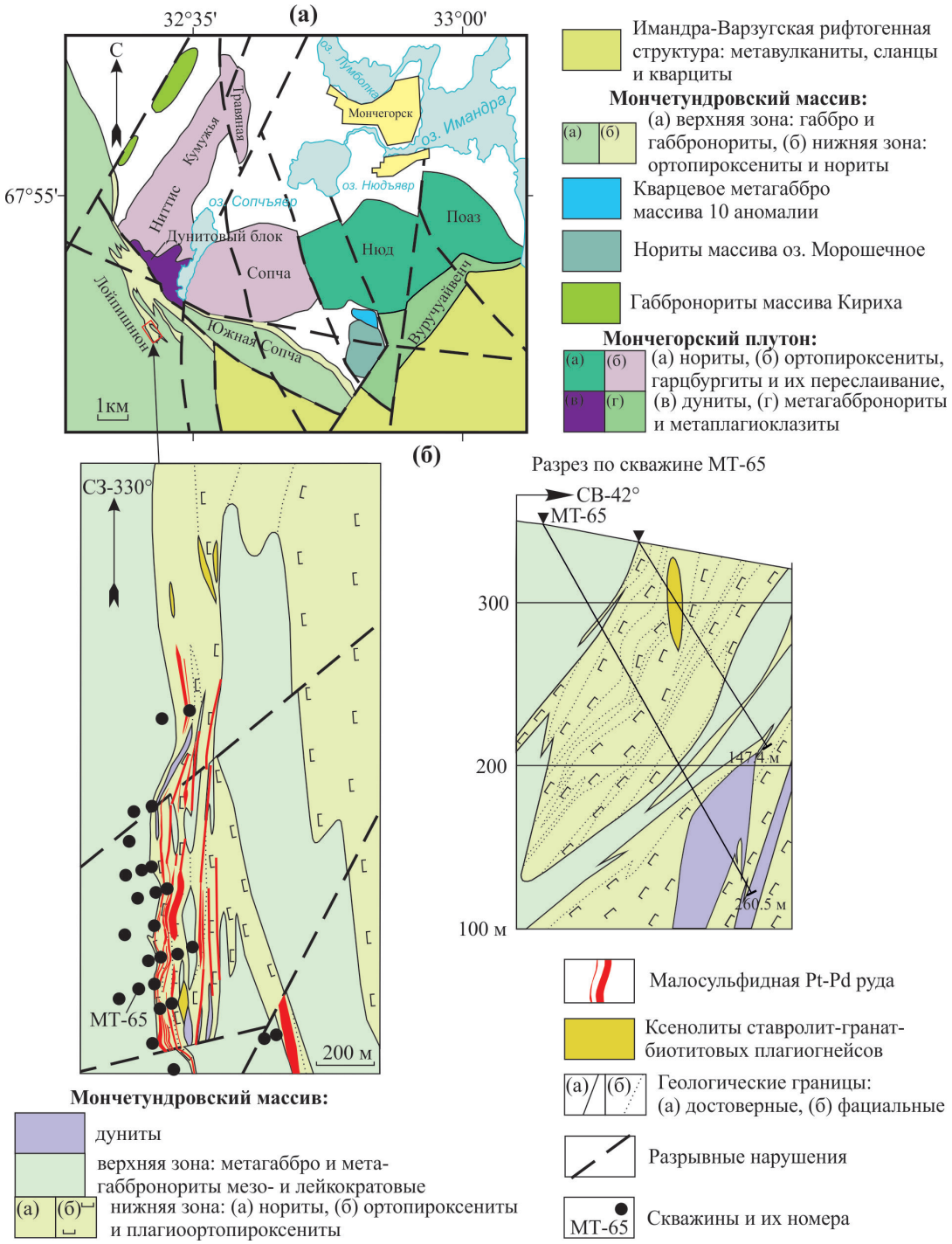


Рис. 1. Схема геологического строения МБМ и Мончегорского плутона (а). Геологическое строение малосульфидного Pt-Pd месторождения Лойпишнюн и разрез по скважине MT-65 (б).

Fig. 1. Scheme of the MBM and the Monchegorsk pluton geological structure (a). Geological structure of Loipishnyun low-sulfide Pt-Pd deposit and section along borehole MT-65 (b).

и 2500 ± 2 млн. лет, соответственно (Чащин и др., 2020). В некоторых случаях дуниты встречаются и среди метагабброидов верхней зоны. Как правило, дуниты не коррелируют между собой по разрезу соседних скважин, образуя сложную сеть дискордантных тел мощностью от первых метров до 50 м. Разрез дунитов изучен по скважине MT-65, в которой дуниты вскрыты в инт. 197.8-237.1 м, т. е. стволовая мощность дунитов составляет 39.3 м, истинная – около 35 м (рис. 1). В разрезе скважины MT-65 дуниты представлены чередованием умеренно и интенсивно серпентинизированных разновидностей мощностью от 3 до 15 м.

На глубине 214.5 м среди серпентинитов встречены, пронизанные тонкими серпентинитовыми прожилками, мелко-среднезернистые плагиоклаз-содержащие амфиболизированные ортопироксениты, являющиеся ксенолитом вмещающих пород. В составе дунитов главные минералы представлены оливином и серпентином, второстепенные – ортопироксеном, хромитом (до 1-2 об. %), магнетитом (до 2-3 об. %), хлоритом (до 5 об. %), акцессорные – аваруитом, хизлевудитом и кобальт-пентландитом.

Контактовые соотношения дунитов с вмещающими породами

Верхний контакт дунитов с ортопироксенитами образует зону мощностью около 5 см. Дуниты в эндоконтакте – это умеренно серпентинизированные мелкозернистые породы (рис. 2 а). По направлению к экзоконтакту они сменяются мелкозернистой амфибол-серпентин-тальковой породой мощностью около 1 мм с неровными границами (рис. 2 а), которая, по-видимому, является переходной между дунитами и метаортопироксенитами. В экзоконтакте развиты мелкозернистые тремолитовые ортоамфиболиты мощностью около 2 см (рис. 2 а), которые полностью утратили признаки магматических структур и далее они сменяются мелко-среднезернистыми метаортопироксенитами с реликтами магматических структур.

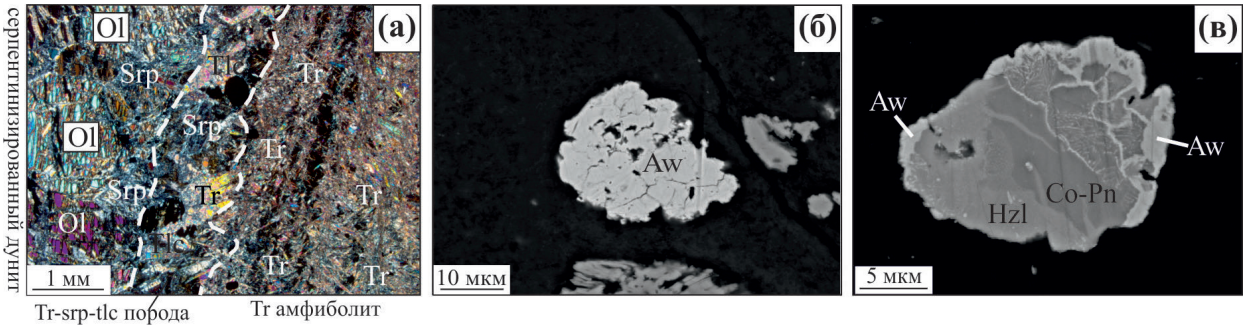


Рис. 2. Контакт серпентинизированного дунита с тремолитовым амфиболитом через зонку тремолит-серпентин-тальковой породы мощностью около 1 мм в прозрачном шлифе (а); агрегат аваруита (Aw) (б); кайма аваруита (Aw) по хизлевудиту (Hzl) и кобальт-пентландиту (Co-Pn) с прожилковидными выделениями и тонкими симплектитовыми срастаниями с кобальт-пентландитом (в). Изображения в обратно отраженных электронах.

Fig. 2. Contact of serpentinized dunite with tremolite amphibolite through a zone of tremolite-serpentine-talc rock about 1 mm thickness in a transparent thin section (a); avaruite aggregate (Aw) (b); avaruite (Aw) rim over heazlewoodite (Hzl) and cobalt-pentlandite (Co-Pn) with segregations and thin symplectite intergrowths with cobalt-pentlandite (c). Backscattered electron images.

Нижний контакт дунитов с ортопироксенитами выражен не столь отчетливо. В эндоконтакте развиты серпентин-тремолитовые катаклазированные (аподунитовые) породы, которые непосредственно контактируют со среднезернистыми слабо амфиболизированными ортопироксенитами в узкой полосе шириной около 1 мм. В целом, эти наблюдения свидетельствуют о том, что дуниты активно воздействовали на вмещающие ортопироксениты, причем степень этих изменений была более интенсивной в зоне верхнего контакта.

Минералогия

Оливин в дунитах в основном представлен форстеритом ($Fo_{92.6\text{-}90.3}$) и только на контакте с вмещающими ортопироксенитами он сменяется хризолитом ($Fo_{88.3\text{-}86.7}$) (рис. 3 а). Содержания NiO в дунитах находятся в диапазоне 0.50-0.27 мас. %, при этом, по соотношению магнезиальности оливина (Fo, мол. %) и содержанию NiO оливины дунитов МБМ близки таковым альпинотипного массива Падос, отличаясь от серпентинитов офиолитового комплекса Финляндии (рис. 3 а). Хромшпинели относятся, в основном, к группе Al хромитов с содержанием (мас. %) Al_2O_3 – 13.2-20.9, Cr_2O_3 – 46.6-52.3 и MgO – 3.1-9.1. По соотношению $Cr/(Cr+Al)–Mg/(Mg+Fe^{2+})$ они сходны с таковыми офиолитов Финляндии, но менее хромистые, чем хромшпинели из массива Падос (рис. 3 б).

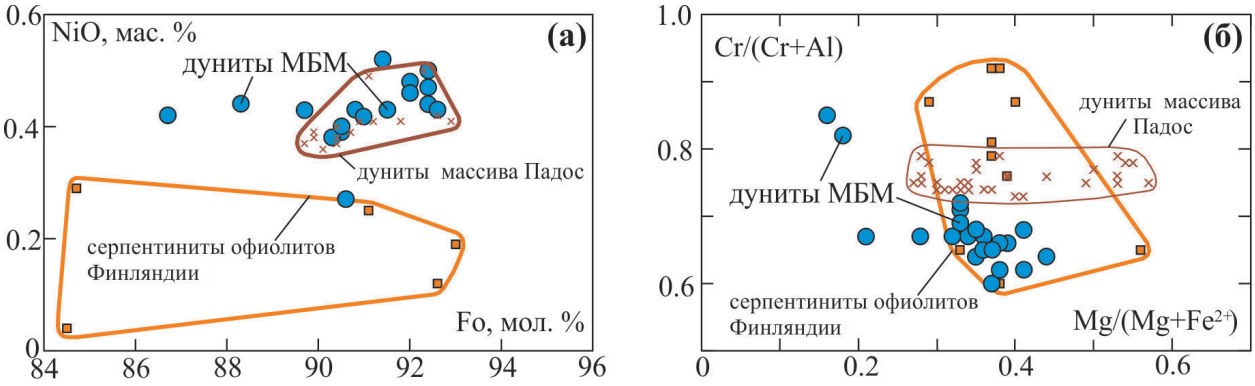


Рис. 3. Диаграмма содержаний NiO, мас. % – Fo, мол. % в оливинах из дунитов МБМ в сравнении с составом оливинов из альпинотипного массива Падос, по (Barkov et al., 2017) и серпентинитов офиолитов Финляндии, по (Vuollo, Piirainen, 1989) (а); диаграмма Cr/(Cr+Al) – Mg/(Mg+Fe^{2+}) в хромшпинелидах из дунитов МБМ в сравнении с составами хромшпинелида из массива Падос, по (Barkov et al., 2021) и офиолитов Финляндии, по (Vuollo, Piirainen, 1989) (б).

Fig. 3. NiO wt. % vs.Fo, mol. % plot in olivines from MBM dunite in comparison with the ones from the Pados alpine massif, after (Barkov et al., 2017) and serpentinite of ophiolites in Finland, after (Vuollo and Piirainen, 1989) (a); Cr/(Cr + Al) vs. Mg/(Mg + Fe^{2+}) plot in Cr-spinels from MBM dunite in comparison with the ones from the Pados massif, after (Barkov et al., 2021) and ophiolite of Finland, after (Vuollo, Piirainen, 1989) (b).

Характерным акцессорным минералом серпентинизированных дунитов является аваруит (Ni_3Fe). Он образует гомогенные агрегаты мелких зерен суммарным размером 20 × 30 мкм (рис. 2 б), тонкие срастания с кобальтпентландитом и хизлевудитом и узкие каймы вокруг них (рис. 2в). Аваруит является типоморфным минералом офиолитовых комплексов и концентрически-зональных интрузий. Поскольку МБМ не относятся к последним из них, наличие аваруита в его дунитах служит одним из показателем их принадлежности к офиолитам.

Химический состав дунитов

Дуниты характеризуются высокими содержаниями магния (MgO 39.2-41.0 мас. %) и никеля (Ni 1600-3000 г/т), повышенными – хрома (Cr_2O_3 0.2-0.7 мас. %), низкими – кремнезема (SiO_2 35.0-36.5 мас. %), глинозема (Al_2O_3 0.7-1.3 мас. %) и кальция (CaO до 0.4 мас. %), которые

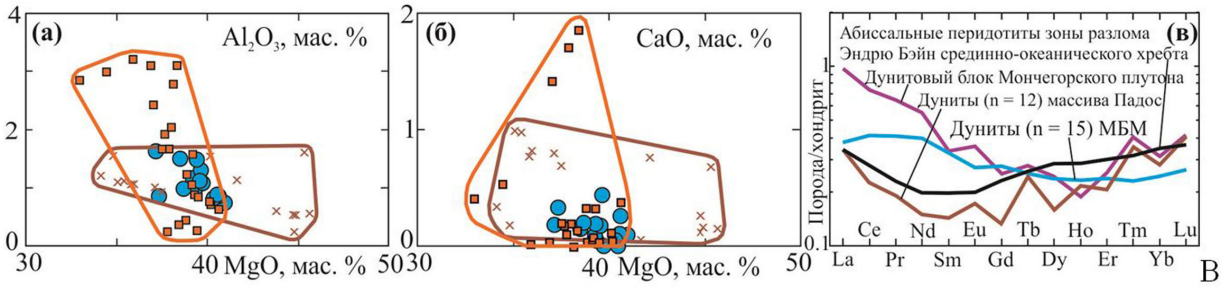


Рис. 4. Диаграммы MgO – Al_2O_3 (а) и MgO – CaO (б) для дунитов МБМ в сопоставлении с аналогичными породами альпинотипного массива Падос, по (Barkov et al., 2021) и офиолитами Финляндии, по (Vuollo, Piiranen, 1989; Peltonen et al., 1998). Условные обозначения см. рис. 3. Средние спектры РЗЭ, нормированных на хондрит С1, в дунитах МБМ, Мончегорского плутона, по (Криволуцкая и др., 2010), массива Падос, по (Barkov et al., 2021) и абиссальных перидотитов срединно-океанических хребтов, по (Niu, 2004) (в).

Fig. 4. MgO vs. Al_2O_3 (a) and MgO vs. CaO (b) plots for MBM dunite in comparison with ones of the Pados alpine massif, after (Barkov et al., 2021) and ophiolite of Finland, after (Vuollo, Piiranen, 1989; Peltonen et al., 1998). Legend see fig. 3. Average REE spectra, normalized to C1, in MBM dunite, Monchepluton, after (Krivolutskaya et al., 2010), Pados massif, after (Barkov et al., 2021) and mid-oceanic ridges abyssal peridotite, after (Niu, 2004) (c).

свойственны типовым породам такого состава. По распределению Al_2O_3 и CaO относительно содержаний MgO дуниты МБМ близки как аналогичным породам массива Падос, так и офиолитам Финляндии (рис. 4 а-б).

Содержания РЗЭ в дунитах характеризуются низкими значениями, на уровне 0.2-0.7 относительно хондрита с повышенными содержаниями ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ, что выражается в отрицательном наклоне графика на диаграмме в диапазоне элементов Ce-Gd (рис. 4 в). По характеру распределения РЗЭ дуниты МБМ не имеют аналогов среди таковых пород из типовых геодинамических обстановок, отличаясь от дунитов Мончегорского плутона, массива Падос и абиссальных перидотитов срединно-океанических хребтов (рис. 4 в).

Заключение

В результате проведенных исследований получены достаточно убедительные свидетельства того, что дуниты МБМ не являются членами его нижней расслоенной зоны, а скорее всего, принадлежат к более молодым образованиям, вероятно, океанической коры. Это обусловлено: наличием в дунитах ксенолита вышележащих ортопироксенитов, воздействием дунитов на вмещающие породы; наличием минералого-петрохимических критериев сходства состава минералов и дунитов с соответствующими минералами и породами альпинотипных интрузий и офиолитов и, наконец, присутствие в составе дунитов типоморфного для офиолитов минерала аваруита. Такой набор признаков в значительной степени свидетельствуют о близости дунитов МБМ к образованиям океанической коры. Некоторое различие наблюдается только при сравнении спектров РЗЭ, однако, как показали исследования (Niu, 2004) абиссальные ультрабазиты различных сегментов одних и тех же срединно-океанических хребтов обладают различающимися спектрами РЗЭ.

По всей видимости, образование дунитов МБМ происходило во время 2.1-2.0 млрд. лет и сопряжено с начальным этапом процесса океанизации континентальной коры Кольского кратона. Согласно (Abbate et al., 1994) существует три возможных механизма океанизации: (1) зоны трансформных разломов, (2) очень медленный спрединг и (3) коровая деламинация. Вероятно, в случае с дунитами МБМ можно предположить, что их образование связано с медленным спредингом, происходившим при разрыве континентальной коры.

Работа выполнена на материалах и с разрешения ЗАО «Терская горная компания» в рамках темы НИР 0226-2019-0053 при частичной финансовой поддержке РФФИ из средств гранта 18-05-70082.

Литература

1. Криволуцкая Н.А., Смолькин В.Ф., Свирская Н.М., Мамонтов В.П., Фаныгин А.С., Беляцкий Б.В., Рощина И.А. Геохимические особенности массивов друзитового комплекса центральной части Беломорского подвижного пояса: I. Распределение главных и редких элементов в породах // Геохимия. 2010. № 3. С. 16–44.
2. Соколова В.Н. Новые данные о геологическом строении интрузивного комплекса Монче-Чуна-Волчьих тундр (Кольский п-ов) // Советская геология. 1976. № 6. С. 100–111.
3. 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. DOI: 10.1134/S0016777018050027.
4. Чащин В.В., Баянова Т.Б, Савченко Е.Э., Киселева Д.В., Серов П.А. Петрогенезис и возраст пород нижней платиноносной зоны Мончетундровского базитового массива, Кольский полуостров // Петрология. 2020. Т. 28. № 2. С. 150–183. DOI: 10.31857/S0869590320020028.
5. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М. Изд-во: Научный мир. 2006. 368 с.
6. Abbate E., Bortolotti V., Passerini P., Principi G., Treves B. Oceanisation processes and sedimentary evolution of the Nortnern Apennine ophiolite suite: a discussion // Memorie Societa Geologica Italiana. 1994. 48. P. 117–136.
7. Barkov AY., Nikiforov AA., Barkova LP., Korolyuk VN., Martin R.F. Zones of PGE-chromite mineralization in relation to crystallization of the Pados-Tundra ultramafic complex, Serpentinite Belt, Kola Peninsula, Russia // Minerals. 2021. https://doi.org/dx.doi.org/10.339/min11010068.

8. Kunakkuzin E., Borisenko E., Nerovich L., Serov P., Bayanova T., Elizarov D. The origin and evolution of ore-bearing rocks in the Loypishnun deposit (Monchetundra Massif, NE Fennoscandian Shiels): isotope Nd-Sr and REE geochemical data // Minerals. 2020. DOI: 10.3390/min10030286.
9. Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrogenesis of the mantle sequence of the Jormua ophiolite (Finland): melt migration in the upper mantle during paleoproterozoic continental break-up // Journal of Petrology 1998. 39. P. 297–329.
10. Vuollo J., Piirainen T. Mineralogical evidence for an ophiolite from the Outokumpu serpentinites in North Karelia, Finland // Bulletin of the Geological Society of Finland. 1989. 61. P. 95–112.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 403–408

Сопчеозерское хромовое месторождение Мончеплутона: геохимия и U-Pb возраст

Чащин В.В., Баянова Т.Б.
Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, chashchin@geoksc.apatity.ru, bayanova@geoksc.apatity.ru

Аннотация. Определен химический состав и U-Pb возраст дунитов и хромовых руд Сопчеозерского хромового месторождения (СХМ), приуроченного к Дунитовому блоку Мончегорского плутона (Мончеплутона). Составы дунитов и хромовых руд укладываются в общие эволюционные тренды петрогенных элементов, при этом, между содержаниями MgO и SiO_2 существует тесная положительная корреляционная связь и резко отрицательная между MgO, Cr_2O_3 и FeOtot. Суммарные содержания РЗЭ в дунитах не превышают 2 г/т и возрастают до 5 г/т в хромовых рудах. Для спектра РЗЭ в дунитах и рудах характерен отрицательный наклон за счет фракционирования ЛРЗЭ. Распределение элементов-примесей в дунитах и хромовых рудах характеризуется наличием повышенных содержаний U, Th, Nb и Ta, положительными аномалиями Ti, Sr и Y, отрицательными аномалиями Hf и Zr. Возраст дунитов СХМ U-Pb методом по циркону определен в 2500 ± 10 млн. лет, а богатой хромовой руды в 2500 ± 2 млн. лет, что свидетельствует о синхронности их образования.

Ключевые слова: дуниты, хромовая руда, геохимия, U-Pb возраст, Сопчеозерское месторождение, Дунитовый блок, Мончеплутон.

Sopcheozero chromite deposit: geochemistry and U-Pb age

Chashchin V.V., Bayanova T.B.
Geological Institute, Kola Research Center, Russian Academy of Sciences, Apatity, chashchin@geoksc.apatity.ru, bayanova@geoksc.apatity.ru

Abstract. A chemical composition and U-Pb age of dunite and chrome ores of the Sopcheozero chromium deposit (SCD) confined to the Dunite block of the Monchegorsk pluton (Monchepluton) have been determined. The dunite and chromium ore compositions are within the general evolutional trends of petrogenic elements, wherein, there is a close positive correlation relationship between MgO and SiO_2 contents and a significantly negative one between MgO, Cr_2O_3, and FeOtot contents. The REE total in the dunite does not exceed 2 ppm, and increases to 5 ppm in the chromium ores. A negative slope due to LREE fractionation is typical of the REE spectrum in the dunite and ores. The trace elements distribution in the dunite and chromium ores is characterised by increased U, Th, Nb, and Tacontents, positive Ti, Sr, and Y anomalies, negative Hf and Zr ones. Using the U-Pb dating of zircon, age of the SCD dunite has been defined as 2500 ± 10 Ma, as well as 2500 ± 2 Ma for the high-grade chromium ore. This indicates that they formed synchronously.

Key words: dunite, chromium ore, geochemistry, U-Pb age, Sopcheozero deposit, Dunite block, Monchepluton.

Введение

Сопчеозерское хромовое месторождение (СХМ) открыто в 1996 г. в результате проведения поисковых работ Центрально-Кольской экспедицией (Шолохнев В.В.). В дальнейшем, в 2005 г. комбинатом «Североникель» на месторождении были выполнены оценочные и разведочные работы с подсчетом запасов хромовых руд (Дедюхин А.Н.). Ранее было охарактеризовано геологическое строение СХМ, типы хромовых руд, их вещественный состав, минералогия и платиноносность (Чащин и др., 1999; Расслоенные…, 2004), определен изотопный состав Os, Nd и Sr (Y ang et al., 2016). В тоже время, некоторые аспекты, касающиеся геохимии рудоносных пород и их U-Pb возраста, остались не изучены. В этой работе сделана попытка восполнить этот пробел, представив результаты изучения петро-геохимических особенностей хромовой руды и вмещающих дунитов, а также их возрастов, определенных U-Pb методом по единичным цирконам. Следует отметить, что определение элементов-примесей в таких тугоплавких образованиях, как хромовые руды сопряжено с существенными трудностями полного разложения проб. Поэтому пробоподготовка хромовых руд выполнялась путем сплавления их с Na_2O_2 при 700-800 °С и последующим определением элементного

состава ICP-MS анализом на квадрупольном масс-спектрометре iCAP Oc (Thermo Fisher Scientific, США) в ООО «Институт Гипроникель» (г. Санкт-Петербург).

Геологическое строение

СХМ приурочено к Дунитовому блоку, расположенному на сочленении северо-восточной и широтной ветвей палеопротерозойского Мончегорского плутона (рис. 1). Этот блок имеет сложную форму неправильной конфигурации с размером в плане около 1.5 × 3.0 км (рис. 1). На севере и

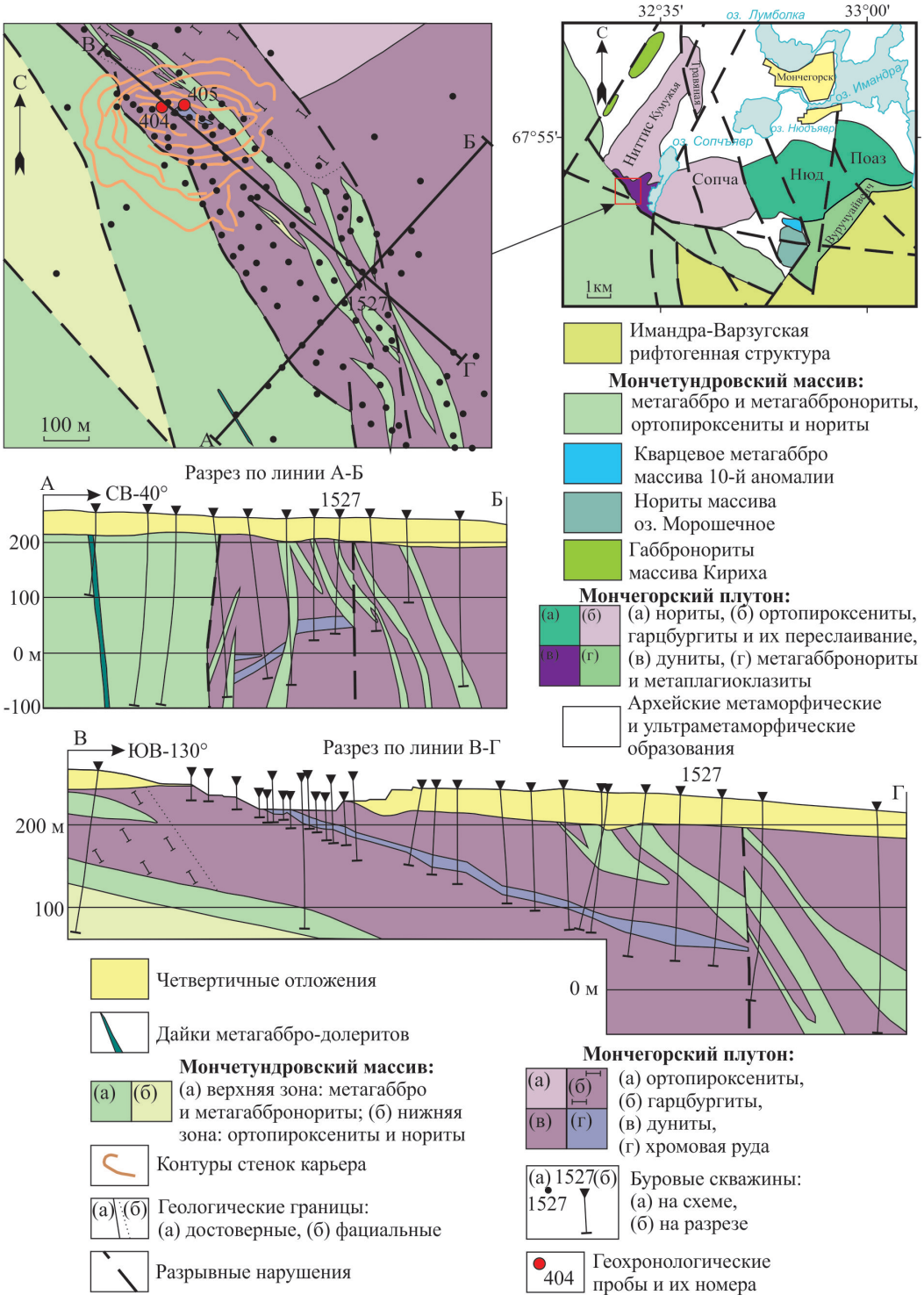


Рис. 1. Схема геологического строения СХМ с продольным и поперечным разрезами.

Fig. 1. SCD geological map with longitudinal and crosss ections.

востоке Дунитовый блок граничит с ортопироксенитами массива Ниттис Мончеплутона, а на юго-западе – с основными породами Мончетундровской интрузии и отделен от них крупной тектонической зоной. Дунитовый блок сложен преимущественно дунитами, реже гарцбургитами, развитыми на его северо-западном и юго-восточном флангах. Вертикальная мощность блока варьирует от 100 до 700 и более метров, увеличиваясь с северо-запада на юго-восток. Его нижний контакт в большинстве случаев имеет тектонический характер и маркируется зонами рассланцевания и катаклаза. Отдельными скважинами (С-1641, М-20; Расслоенные…, 2004) вскрыт нормальный нижний контакт дунитов Дунитового блока с нижележащими породами массива Ниттис – ортопироксенитами, гарцбургитами и зонами их переслаивания. В зоне шириной 150-300 м, примыкающей к контакту с породами Мончетундровского массива, породы Дунитового блока интрудированы многочисленными секущими дайками крупнозернистых метагаббро и, реже, плагиоортопироксенитов-меланоноритов (рис. 1), которые сходны с аналогичными породами, соответственно, верхней и нижней зон Мончетундровского массива. При этом, в дайках габброидов иногда присутствуют ксенолиты как дунитов, так и хромовой руды.

Месторождение сложено главной рудной залежью, которая имеет форму узкой ленты, полого, под углом 14-20°, погружающейся на юго-восток с падением на юго-запад, где она срезается дайками габброидов (рис. 1). В юго-восточном окончании она расщепляется на серию линзовидных тел. Длина рудной залежи составляет 1.2 км, ширина от 80 до 225 м, средняя мощность около 15 м. В составе СХМ выделено три типа хромовых руд: бедные с содержанием Cr_2O_3от 5 до 15 мас. %, рядовые – 15-30 мас. % Cr_2O_3 и богатые с содержанием Cr_2O_3 > 30 мас. %.

Химический состав

Распределение химических элементов изучено по рудным пересечениям скважин С-1527 и С-1575. Дуниты СХМ характеризуются высокой магнезиальностью (MgO = 41.3-48.5 мас. %, Mg# = 0.79-0.87), повышенным содержанием хрома (Cr_2O_3 = 0.5-4.7 мас. %), умеренным – железа (FeOtot = 7.1-11.8 мас. %), низкими содержаниями кремнезема (SiO_2 = 35.0-39.4 мас. %), титана и щелочей (не более 0.10 мас. %). Хромовая руда СХМ отличается от дунитов пониженным содержанием SiO_2и MgO, но более высокими содержаниями FeOtot, Cr_2O_3, Ni и суммы РЗЭ (рис. 2).

Соответственно, между содержаниями MgO и SiO_2существует тесная положительная корреляционная связь, тогда как между MgO и Cr_2O_3 с FeOtot эта связь резко отрицательная (рис. 3). Причем, как пробы дунитов, так и хромовых руд укладываются в общие эволюционные тренды (рис. 3), что свидетельствует о сингенетическом характере дунитов и хромового оруденения.

Для дунитов СХМ свойственно низкое суммарное содержание РЗЭ, в среднем 1.2 г/т (n = 5), что более чем на порядок меньше хондритового уровня (рис. 4а). При этом, график РЗЭ имеет отрицательный наклон за счет фракционирования ЛРЗЭ: $(Ce/Sm)_N$= 2.4 при слабом положительном наклоне в области ТРЗЭ (рис. 4а). Хромовые руды СХМ характеризуются более высокими по сравнению с дунитами средними суммарными содержаниями РЗЭ: в бедных рудах – 2.8 г/т (n = 7), рядовых – 1.9 г/т (n = 5) и богатых – 3.5 г/т (n = 4). Все типы хромовых руд характеризуются одинаковой формой графиков РЗЭ (рис. 4а) с резким фракционированием ЛРЗЭ: от $(Ce/Sm)_N$ = 3.5 в бедных и рядовых рудах до $(Ce/Sm)_N$ = 4.2 в богатых рудах. Кроме того, хромовые руды отличаются резко повышенным уровнем содержаний РЗЭ в диапазоне от Eu до Tb при отрицательных аномалиях Sm (рис. 4а).

Распределение элементов-примесей в дунитах характеризуется наличием повышенных содержаний U, Th, Nb и Ta, слабыми положительными аномалиями Sr и Y, отрицательными аномалиями Hf и Zr, менее интенсивными – Ba (рис. 4б). В различных типах хромовых руд этот стиль распределения элементов-примесей сохраняется, при этом положительные аномалии Ti приобретают более ярко выраженный характер, а Sr, наоборот, снижаются (рис. 4б). Такие особенности распределения РЗЭ и других элементов-примесей свидетельствуют о вкладе коровой контаминации в петро- и рудогенез СХМ, что соответствует полученным ранее выводам на основе изотопного состава Nd и Os (Yang et al., 2016).

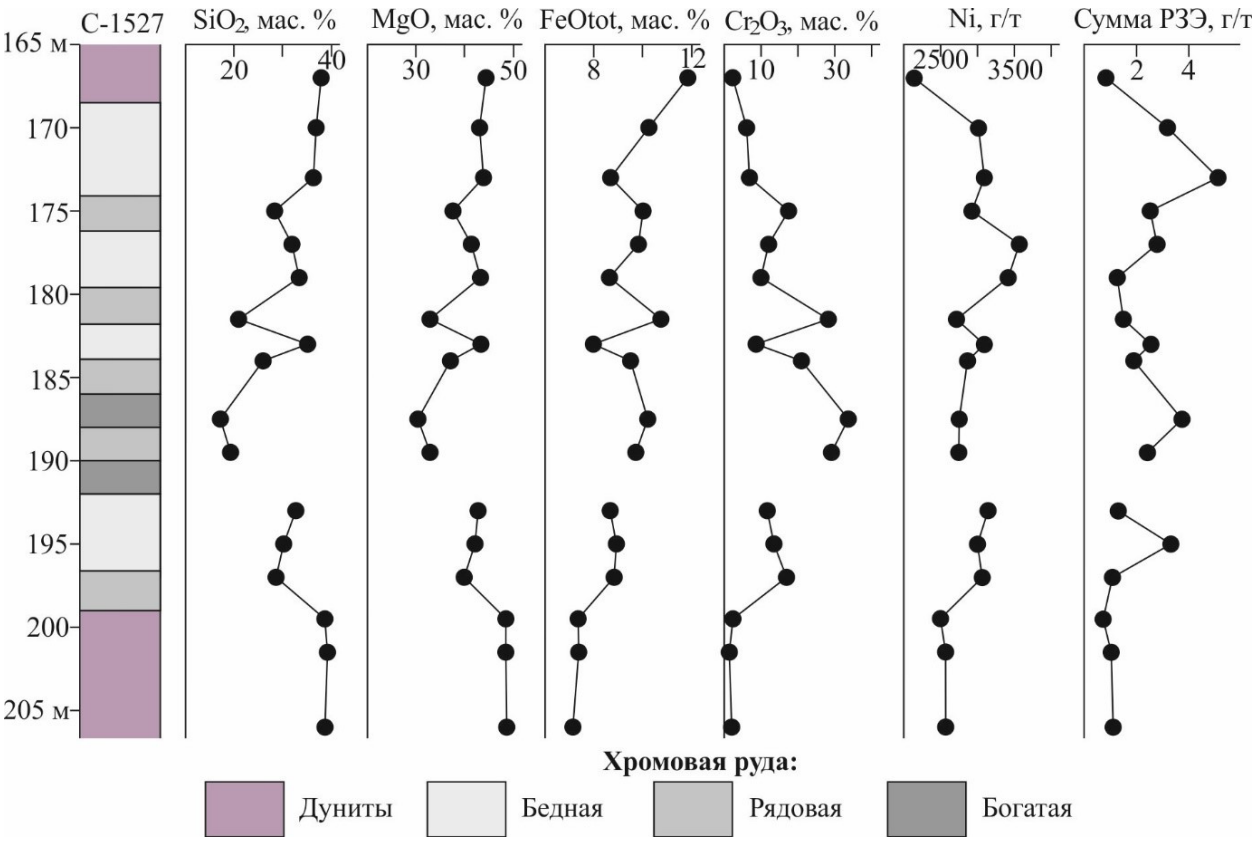


Рис. 2. Колонка по скважине С-1527 и распределение по разрезу содержаний SiO_2, MgO, FeOtot, Cr_2O_3, Ni и суммы РЗЭ.

Fig. 2. Borehole 1527 column and the distribution along the section SiO_2, MgO, FeOtot, Cr_2O_3, Ni and the REE total contents.

Изотопное U-Pb датирование

На изотопное U-Pb датирование отобрано 2 пробы: из дунитов в борту карьера месторождения проба 404 весом 72 кг и из богатой хромовой руды, вскрытой в полотне карьера, проба 405 весом 89 кг. Из них выделены редкие зерна циркона, использованные для изотопного анализа. Из пробы 404 выделено 4 зерна циркона весом от 0.011 до 0.26 мг. Эти цирконы представлены одной генерацией, которая включает обломки полупрозрачных сильно корродированных зерен светло- и темно-желтого цвета размером от 80×140 до 300×520 мкм. По ним получен конкордантный U-Pb возраст 2500 ± 10 млн. лет (рис. 5), который интерпретируется как время магматической кристалли-

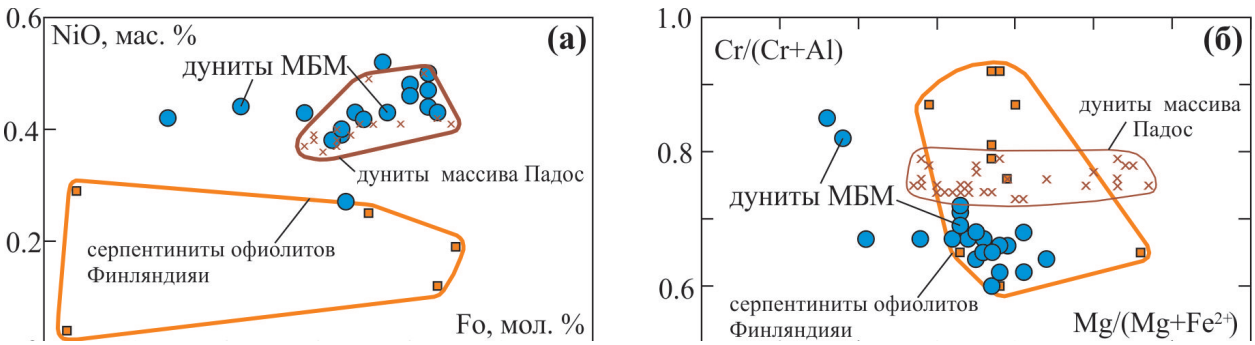


Рис. 3. Диаграммы содержаний SiO_2, Cr_2O_3 и FeOtot относительно MgO для дунитов и хромовых руд СХМ.

Fig. 3. SiO_2, Cr_2O_3 and FeOtot vs, MgO plots for SCD dunite and chromium ores.

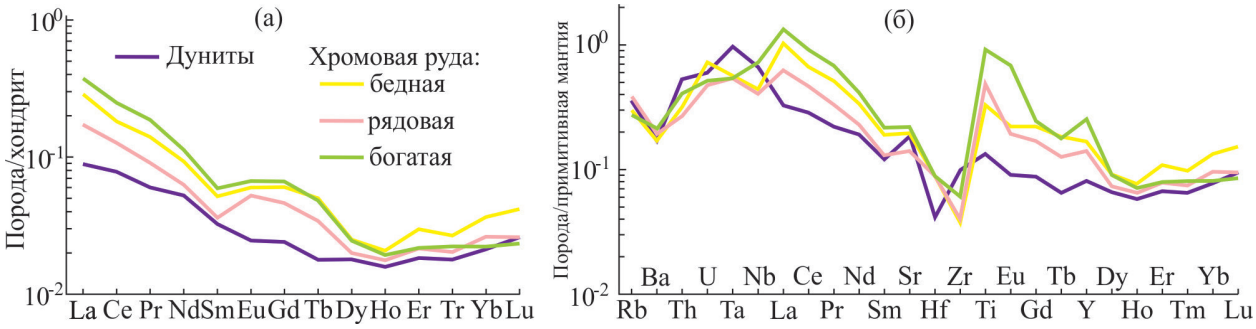


Рис. 4. Средние спектры распределения хондрит-нормализованных редкоземельных элементов в дунитах и хромовых рудах СХМ (а); средние спектры распределения элементов-примесей, нормированных на примитивную мантию, в дунитах и хромовых рудах СХМ (б).

Fig. 4. Chondrite-normalized REE average distribution spectra in SCD dunite and chromium ores (a); Trace elements average distribution spectra in SCD dunite and chromium ores, normalized to primitive mantle (b).

зации циркона и, соответственно, дунитов СХМ. Из пробы 405 выделено 2 зерна циркона. При изображении в обратно отраженных электронах первый циркон представлен обломком неправильной формы размером 80 × 120 мкм светло-розового цвета весом 0.035 мг. Второй циркон – это изометричное зерно размером 60 × 70 мкм розовато-коричневого цвета весом 0.02 мг. По этим цирконам получен конкордантный U-Pb возраст 2500 ± 2 млн. лет (рис. 5), который свидетельствует об одновозрастности хромовой руды с вмещающими дунитами.

Благодарности

Авторы благодарны Л.И. Коваль (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты) за дробление пород и выделение цирконов, Л.М. Лялиной (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты) за описание цирконов и получение их изображений в спирте и обратно отраженных электронах и Семенову Е.Н. (Мурманский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», г. Апатиты) за помощь в расстановке керна скважин.

Работа выполнена в рамках темы НИР 0226-2019-0053 при частичной финансовой поддержке РФФИ из средств гранта 18-05-70082.

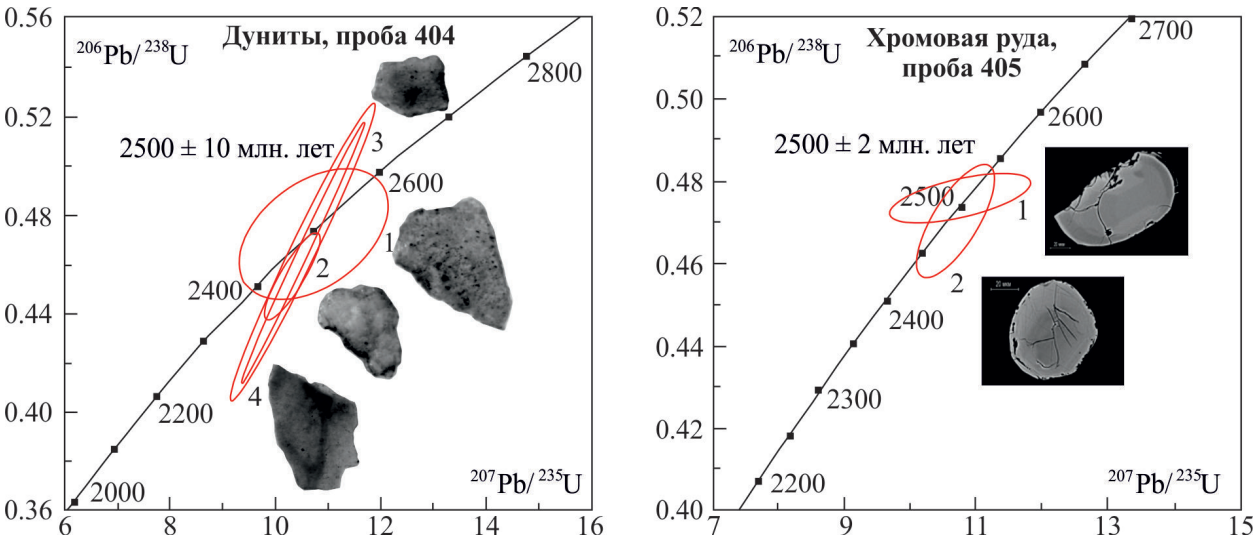


Рис. 5. U-Pb диаграммы с конкордией для единичных зерен магматических цирконов из дунитов (проба 404) и богатой хромовой руды (проба 405) СХМ.

Fig. 5. U-Pb plots with concordia for single grains of magmatic zircons from SCD dunite (sample 404) and high-grade chromium ore (sample 405).

Литература

1. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Ч. 2. (ред. Митрофанов Ф.П., Смолькин В.Ф.). Апатиты. Изд-во: КНЦ РАН. 2004. 177 с.
2. Чащин В.В., Галкин А.С., Озерянский В.В., Дедюхин А.Н. Сопчеозерское месторождение хромитов и его платиноносность, Мончегорский плутон (Кольский полуостров) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 6. С. 507–515.
3. Yang S.-H., Hanski E., Chao L., 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. 51. P. 1055–1073. DOI: 10.1007/s00126-016-0673-9.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 409–413

Архейская тоналит-трондьемит-гранодиоритовая (ТТГ) ассоциация Карелии: этапы формирования, геохимия, происхождение

Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С.
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, vpchekulaev@mail.ru

Аннотация. Обобщены в краткой форме имеющиеся на сегодняшний день данные по времени формирования и химическому составу архейских ТТГ пород Карельской провинции Фенноскандинавского щита. Определены основные этапы формирования ТТ пород в возрастном диапазоне от 3240 до 2650 млн. лет, т.е. от палеоархея почти до границы архея и палеопротерозоя. Приведены характерные особенности состава пород всех выделенных этапов. На основе геологических и изотопных данных показано отсутствие петрогенетической связи ТТ пород с метабазитами зеленокаменных поясов, а также отсутствие их возможной связи с субдукционными процессами.
Ключевые слова: Архей, ТТГ, Карельская провинция, Фенноскандинавский щит.

Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) association of Karelia: stages of formation, geochemistry, origin

Chekulaev V.P., Arestova N.A., Egorova Yu.S.
IPGG RAS, St. Petersburg, vpchekulaev@mail.ru

Abstract. The data on the formation time and chemical composition of the Archean TTG rocks of the Karelian province (Fennoscandian shield) are summarized. The main stages of the formation of TT rocks in the age range from 3240 to 2650 Ma have been determined, i.e. from the Paleoarchean almost to the border of the Archean and Paleoproterozoic. The characteristic features of the composition of the rocks of all the stages identified are presented. Based on geological and isotopic data, it is shown that there is no petrogenetic relationship between the TT of rocks and metabasites of greenstone belts, as well as the absence of their possible relationship with subduction processes.
Key words: Archean, TTG, Karelian province, Fennoscandian shield.

Введение

Данная работа является попыткой обобщить в краткой форме имеющиеся на сегодняшний день данные по архейским ТТГ породам Карельской провинции Фенноскандинавского щита.

Восточная архейская часть Фенноскандинавского щита представлена тремя крупными фрагментами архейской коры или провинциями (Ранний докембрий …, 2005): Кольско-Норвежской, Беломорской и Карельской. Геохронологические и изотопно-геохимические исследования последних десятилетий показали, что наиболее полно архейские ТТГ породы представлены в Карельской провинции, где они формировались в возрастном диапазоне от 3240 до 2650 млн. лет (Вревский и др., 2010; Чекулаев и др., 2018; Арестова и др., 2015), т.е. от палеоархея почти до границы архея и палеопротерозоя. Соответственно Карельская провинция является наиболее информативной для изучения этих пород в ходе их эволюции на протяжении почти 600 млн лет. Другой особенностью провинции является наличие в ее строении трех фрагментов (доменов или субпровинций), выделенных на основании различий в строении коры и во времени образования слагающих ее комплексов пород: Водлозерского, Западно-Карельского и Центрально-Карельского (Лобач-Жученко и др., 2000).

Этапы ТТГ-магматизма в Карельской провинции

В формировании коры Карельской провинции выделяются несколько этапов образования ТТГ пород. Наиболее широко ТТГ породы представлены в Водлозерском домене. Самые ранние ТТГ породы с возрастом около 3240 млн. лет присутствуют в центральной части Водлозерского домена (районы р. Водлы, р. Выг, Лайручья, рек Черева и Винела), но описаны также в северо-западной (финляндской) части провинции в районе Пудасъярви, где они образуют незначительный выход.

Они характеризуются низкими содержаниями K, Rb, Y, Th, отношениями Rb/Sr, более высокими содержаниями Sr, отношениями Sr/Y, $(La/Yb)_n$, $(Gd/Yb)_n$, $(La/Sm)_n$ Zr/Y, в целом отличаясь от ТТГ пород последующих этапов. Такие особенности состава, в частности высокое отношение $(Gd/Yb)_n$, указывают на относительно глубинные условия формирования расплавов с образованием граната в рестите и переходом плагиоклаза в расплав. Это согласуется с высоким содержанием в них Sr и положительной аномалией Eu (Eu/Eu* = 1.22).

Следующий этап ТТГ-плутонизма, имевший место около 3150 млн. лет назад, представлен в краевых частях Водлозерского домена вблизи обрамляющих древних зеленокаменных поясов. Такие породы описаны также в Северной и в Центральной Финляндии. Тоналиты этого этапа отличаются от более ранних повышенными содержаниями K_2O, Rb, Y, REE и отсюда их суммой и более низкими отношениями Sr/Y и $(La/Yb)_n$ (рис. 1), что может отражать как иной состав источника, так и менее глубинные условия образования расплавов (Арестова и др., 2015; Чекулаев и др., 2018; Чекулаев, Глебовицкий, 2017).

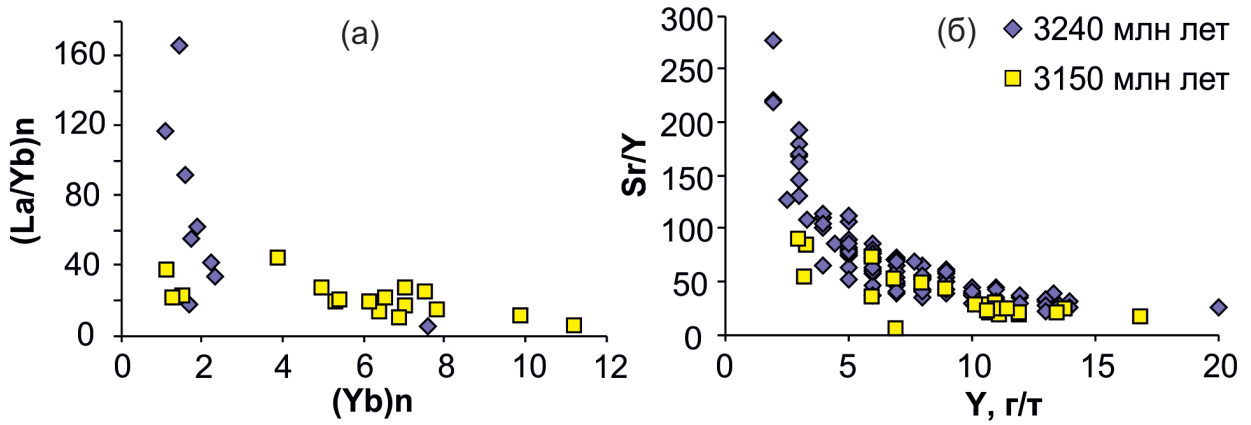


Рис. 1. Диаграммы: (а) – $(La/Yb)_n$–$(Yb)_n$ и (б) – Sr/Y–Y для тоналитов Карельской провинции с возрастом ~3240 и ~3150 млн. лет.

Fig. 1. Diagrams: (a) – $(La/Yb)_n$ vs $(Yb)_n$ and (b) – Sr/Y vs Y for tonalites of the Karelian province with ages of ~ 3240 and ~ 3150 Ma.

Трондьемиты с возрастом около 2900 млн. лет представлены в западной краевой части Водлозерского домена на границах Семченской и Палаламбинской зеленокаменных структур. В районе Палой Ламбы трондьемиты образуют лейкосому мигматитов по тоналитам с возрастом 3141±10 млн. лет, а на границе Семченской зеленокаменной структуры они слагают значительные площади, отделяя ТТГ породы фундамента от метавулканитов. Состав этих трондьемитов близок к составу тоналитов основания с возрастом около 3150 млн. лет, отличаясь большим содержанием в них Sr и меньшими содержаниями Y и Zr, соответственно высоким отношением Sr/Y. Такой состав в сочетании с геологическими наблюдениями предполагает их образование в результате плавления тоналитов (Чекулаев, 1988; Арестова и др., 2015), что подтверждается, присутствием в них древнего ксеногенного циркона (Арестова и др., 2017), а также изотопным составом Nd, согласно которому источник трондьемитов имеет возраст 3130-3150 млн. лет.

ТТГ магматизм в Водлозерском домене завершается внедрением интрузий тоналитов около 2850 млн. лет назад, которые не имеют широкого распространения и представлены на севере Шилосским массивом и на восточном берегу Онежского озера массивом в районе пос. Шальский. По содержанию Sr, отношениям $(La/Yb)_n$, Eu/Eu*, Zr/Y эти тоналиты приближаются к ТТГ породам с возрастом 3150 млн. лет, но изотопный состав Nd указывает на их более молодой (меньше 3 млрд. лет) источник.

Породы ТТГ ассоциации Западно-Карельского домена с возрастом около 2.8 млрд. лет и модельным возрастом $t_{DM(Nd)}$ 2.9-3.0 млрд. лет, изученные в обрамлении зеленокаменных поясов Финляндии и в Западной Карелии (Чекулаев и др., 2018), имеют определенное сходство составов с ТТГ

с возрастом около 2850 млн. лет. Главным отличием являются меньшая магнезиальность и обогащение западнокарельских пород высокозарядными (HFS) элементами, такими как Y, Nb, Zr, Pb, а также РЗЭ. Важно отметить, что такие отличия видны лишь при сравнении средних составов (Чекулаев, Глебовицкий, 2017), но не всегда видны на диаграммах, построенных на основе нормированных значений.

Наиболее поздние неоархейские ТТГ-породы, имеющие возраст около 2750 млн. лет и развитые почти исключительно в пределах Центрально-Карельского домена, заметно отличаются от пород предыдущих этапов по составу. По сравнению с мезоархейскими ТТГ Западно-Карельского и особенно Водлозерского домена они характеризуются более высокими содержаниями литофильных элементов K, Rb, Sr, Ba, LREE, а также Zr, и соответственно отношениями Zr/Y, Sr/Y, La/Yb, более низкой магнезиальностью mg# (рис. 2), что свидетельствует (Чекулаев и др., 2018) об ином составе источника ТТГ расплавов.

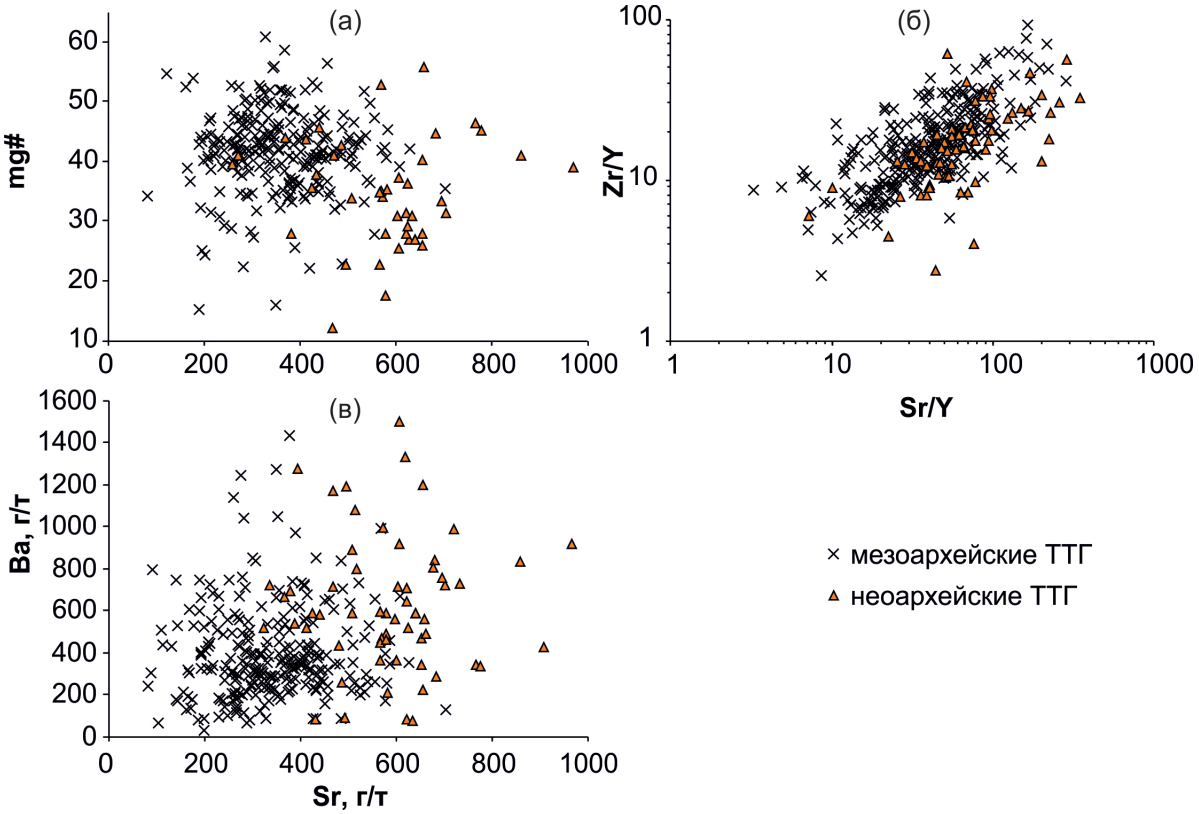


Рис. 2. Диаграммы: (а) Sr–mg#, (б) Zr/Y–Sr/Y, (в) Sr–Ba для пород ТТГ ассоциации мезоархейского и неоархейского возраста Карельской провинции.

Fig. 2. Diagrams: (a) Sr vs mg #, (б) Zr / Y vs Sr / Y, (в) Sr vs Ba for the Mesoarchean and Neoarchean TTG of the Karelian province.

Условия формирования ТТГ пород Карельской провинции в архее

Анализ распределения модельных возрастов $t_{Nd(DM)}$ и значений возраста пород по циркону показывает (рис. 3), что преобладающая часть мезоархейских ТТГ образовалась из протолитов, отделившихся от мантии задолго до выплавления из них ТТГ расплавов (Вревский и др., 2010). Эти особенности изотопной эволюции $\varepsilon_{Nd}(t)$ исключают предположение о формировании большей части ТТГ из толеитов зеленокаменных поясов, а значения $t_{DM}(Nd)$, значительно превышающие возраст становления ТТГ, исключают их генетическую связь с субдукцией древней океанической коры. Анализ изотопии Sm и Nd указывает также на отсутствие петрогенетической связи между вулканитами зеленокаменных поясов и ТТГ-породами. Проведенный расчет допустимого значения от-

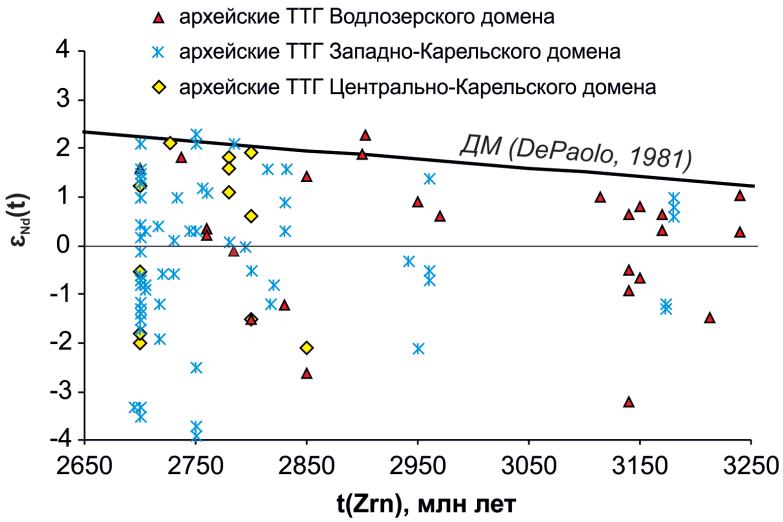


Рис. 3. Диаграмма «возраст – $\varepsilon_{Nd}(t)$» для архейских ТТГ Карельской провинции.
Fig. 3. Age vs $\varepsilon_{Nd}(t)$ diagram Archean Karelian TTG.

ношения Sm/Nd для базитового источника ТТГ показал (Лобач-Жученко и др., 1999; Вревский и др., 2010), что оно не должно было превышать значения 0.27-0.30. Такими геохимическими характеристиками обладают мафиты, обогащенные Nd (ENd-мафиты) (Ветрин, 2006; Kempton et al., 1995 и др.), тогда как в базальтах эти отношения превышают 0.30. Соответственно, их источнику больше соответствуют базиты нижней коры или ранние амфиболиты Водлозерского домена с возрастом около 3.24 млрд. лет, что подтверждается результатами петрологического моделирования по главным и редким элементам, проведенного для тоналитов района р. Выг (Лобач-Жученко и др., 1999; Вревский и др., 2010).

Более молодые неоархейские ТТ-породы Центрально-Карельского домена обогащены литофильными элементами, в первую очередь Sr. При этом изотопные данные указывают на незначительный интервал времени между формированием ТТГ и базитов зеленокаменных поясов, а геологические данные – на более молодой возраст метавулканитов, которые не могли быть источником ТТ расплавов.

Модели образования ТТГ расплавов

Возможные модели образования ТТГ расплавов рассматривались многими исследователями. В основном обсуждаются два принципиально различных типа моделей образования ТТГ пород древних кратонов: (1) субдукционная – плавление метаморфизованных базальтов океанических литосферных плит, фрагменты которых представлены толеитами зеленокаменных поясов, и (2) плюмтектоническая – плавление нижней части мощной мафитовой коры. На основании некоторых особенностей состава (повышенные MgO, Cr, Ni в сочетании с высокими содержаниями литофильных элементов) ТТГ и адакитов по сравнению с экспериментальными расплавами многие исследователи (Moyen, Martin, 2012 и др.) объясняют взаимодействием ТТ-расплавов с мантийным клином в субдукционной обстановке. Однако более высокую магнезиальность ТТ пород может обеспечить более низкая температура плавления источника, когда кристаллизуется более железистый гранат, либо подчиненное количество клинопироксена или роговой обманки в рестите (Вревский и др., 2010; Чекулаев, в печати). Подобное влияние состава реститовых фаз уже отмечалось (Туркина, 2000 и др.). Одновременно было показано (Condie, 2005; Smithies, 2000 и др.), что ТТГ не являются аналогами адакитов, обнаруживая существенные геохимические отличия, главными из которых являются высокие (>0.60) значения mg# и содержания Sr более 1000 г/т (Чекулаев и др., 2018) в адакитах.

Против субдукционной модели образования ТТГ Карелии свидетельствует также сравнение их состава с плагиогранитоидами современных геодинамических обстановок, которое показало (Че-

кулаев, 2009; Вревский и др., 2010), что архейские ТТГ заметно отличаются от фанерозойских плагиогранитоидов не только формой и размерами массивов, но и рядом геохимических особенностей. Так, фанерозойские плагиогранитоиды содержат заметно больше HREE, Sc, Y и Ti (Condie, 1986; Чекулаев, 2009). Кроме того, мезоархейские ТТГ Карелии близки по составу вулканитам, которые также демонстрируют заметное отличие от вулканитов современных геодинамических обстановок.

Таким образом, перечисленные выше особенности геологического строения, изотопного и геохимического состава архейских ТТГ серий Карельской провинции в совокупности с петрологическими и экспериментальными данными, модельными расчетами наиболее полно могут быть объяснены в рамках модели их образования в результате плавления мафитов нижней коры под воздействием плюма. При этом неоархейские плутонические и магматические породы заметно отличаются по составу от мезоархейских, вероятно, отражая смену геодинамической обстановки.

Работа выполнена в рамках темы НИР № FMNU-2019-0001.

Литература

1. Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Кучеровский Г.А. Корреляция процессов формирования архейской коры древнего Водлозерского домена (Балтийский щит) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 2. С. 1–13.
2. Арестова Н.А, Чекулаев В.П., Кучеровский Г.А. и др. О соответствии геологических данных и результатов датирования архейских пород U-Pb методом по циркону на примере Карельской провинции Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 2017. № 71. С. 35–52.
3. Ветрин В.Р. Состав и строение нижней коры Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2006. Т. 14. № 4. С. 415–438.
4. Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П. и др. Геологические, петрологические и изотопно- геохимические ограничения геодинамических моделей образования тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций древних кратонов // Геотектоника. 2010. № 4. С. 20–38.
5. Лобач-Жученко С.Б, Арестова Н.А., Чекулаев В.П. и др. Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 156–173.
6. 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.
7. Ранний докембрий Балтийского щита (ред. В.А. Глебовицкий). СПб. Изд-во: Наука. 2005. 711 с.
8. Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия. 2000. № 7. С. 704–717.
9. Чекулаев В.П. Особенности структурно-метаморфической эволюции зеленокаменных поясов. Деформации и метаморфизм лопийских образований Западной Карелии // Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов). Изд-во:Наука. 1988. С. 62–68.
10. Чекулаев В.П. Геология и состав архейских TTG и плагиогранитов фанерозойских геодинамических обстановок: сходство и отличие // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Материалы научной конференции. 2009. Петрозаводск. С. 176–179.
11. Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С., Кучеровский Г.А. Изменение условий формирования коры Карельской провинции Балтийского щита прт переходе от мезо- к неоархею: результаты геохимических исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 3. С. 3–23.
12. Чекулаев В.П., Глебовицкий В.А. О среднем составе ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой) ассоциации: возможности использования // Докл. АН. 2017. Т. 472. № 2. С. 192–196.
13. Condie K.C. Origin and early growth rate of continents // Precambrian. Res. 1986. V. 32. № 4. P. 261–278.
14. 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.
15. DePaolo D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust mantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981. V. 291. P. 193–196.
16. Kempton P.D, Downes H, Sharkov E.V. et al. Petrology and geochemistry of xenoliths from the Northern Baltic Shield: evidence for partial melting and metasomatism in the lower crust beneath an Archaean terrane // Lithos. 1995. V. 36. P. 157–184
17. Moyen J.-F., Martin H. Forty years of TTG research // Lithos. 2012. V. 148. P. 312–336.
18. Martin H. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. P. 411–429.
19. Smithies R.H. The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 182. P. 115–125.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 414–418

Метод сегментации изображения для подсчета процентного содержания минералов с помощью авторской программы

Чернявский А.В., Степенщиков Д.Г.
Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, chernyavsky@ geoksc.apatity.ru; stepen@geoksc.apatity.ru

Аннотация. В статье рассматривается авторская программа для определения процентного содержания минерального состава руд и продуктов технологической переработки в измельченном состоянии как в аншлифах, так и в искусственных препаратах. В основе определения лежит метод сегментации изображения с одновременным определением нескольких пороговых значений по гистограмме и интерактивной оценке их процентного содержания. Для работы программы могут быть использованы как изображения, полученные с помощью оптических методов, для минералов с высоким коэффициентом отражения, так и высококонтрастные снимки, полученные методами электронной микроскопии для минералов с низким коэффициентом отражения.
Ключевые слова: минерал, аншлиф, сегментация, гистограмма, программа, Lazarus.

Image segmentation method for counting the percentage of the minerals by author's program

Chernyavsky A.V., Stepenshchikov D.G.
GI KSC RAS, Apatity, chernyavsky@ geoksc.apatity.ru; stepen@geoksc.apatity.ru

Abstract. The article considers an author's program for determining the percentage of the mineral composition of ores and products of technological processing in the ground state both in polished sections and artificial preparations. The definition is based on the method of image segmentation with simultaneous determination of several threshold values from the histogram and interactive evaluation of their percentage content. The program can use both images obtained by optical methods for minerals with a high reflection coefficient, and high-contrast images obtained by electron microscopy for minerals with a low reflection coefficient.
Key words: mineral, polished section, segmentation, histogram, program, Lazarus.

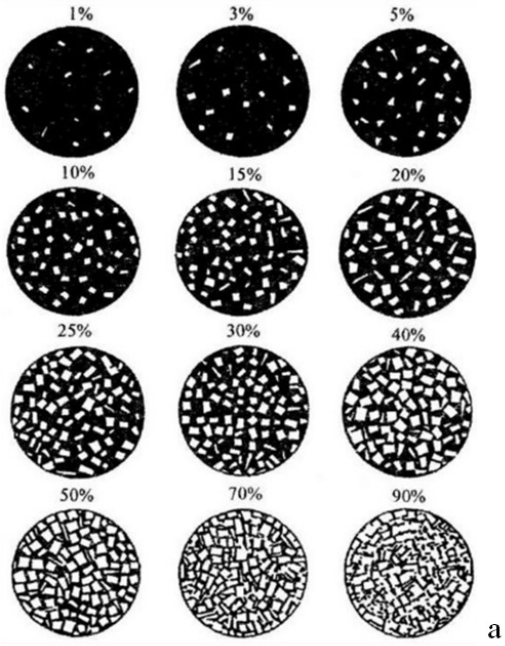
Введение

Определение относительного содержания минералов в руде или породе необходимо для характеристики ее химического состава. Использование минералогического метода оценки химического состава занимает значительно меньше времени, чем химического и не требует сложных лабораторных химико-аналитических комплексов.

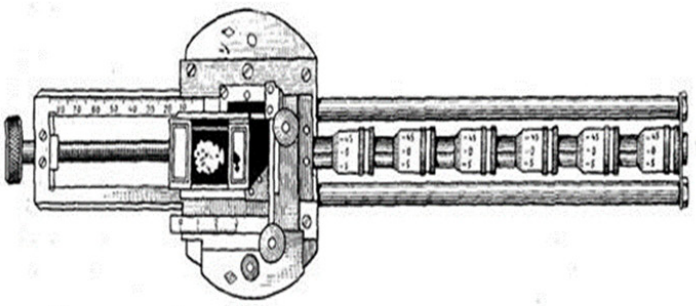
При визуальном определении количества рудного вещества в образце используется метод стандартного препарата С.А. Вахромеева (рис. 1 а), разработанный только для мономинеральных руд (хромитовых, лопаритовых, сульфидных). Для точного измерения количества минералов, находящихся в срастании друг с другом, существуют специальные приставки к рудным микроскопам. Простейшими из них являются ручное устройство интеграционный столик Андина (ИСА, рис. 1 б) и полуавтоматические минералогические интеграционные устройства МИУ-1, МИУ-3. Количественный анализ минералов выполняется линейным методом (Кочурова, 1977). Современные приборы подобного назначения оборудованы автоматическими системами сканирования и расчета количества и ряда других параметров (структуры, срастаний, размера зерен и др.).

В основе программных методов определения количества рудного вещества в образце лежит метод сегментации изображения (СИ), то есть разделение изображения на области, для которых выполняется определенный критерий однородности, например выделение областей приблизительно одинаковой яркости. Цель СИ заключается в упрощении и/или изменении представления изображения, чтобы его было проще и легче анализировать. СИ обычно используется для того, чтобы выделить объекты и границы на изображениях.

Для СИ было разработано несколько методов: методы, основанные на кластеризации; методы с использованием гистограммы; метод выделения краёв; методы разрастания областей; мето-



а



б

Рис. 1. а – метод стандартного препарата С.А. Вахромеева; б – интеграционный столик Андина (ИСА-1).

Fig. 1. a – the method of the S.A. Vakhromeev standard preparation; b – Andin integration table (AIT-1).

ды разреза графа; сегментация методом водораздела; сегментация с помощью модели; многомасштабная сегментация; одномерная иерархическая сегментация сигналов (Гонсалес Р., Вудс Р., 2005; Bradski G., Kaehler A., 2008; Comaniciu D., Meer P., 1999, 2002; Comaniciu D., Ramesh V., Meer P., 2000; Rother C., Kolmogorov V., Blake A., 2004).

Несмотря на обилие методов СИ, их применение не всегда возможно. Если речь заходит о работе с панорамными изображениями препаратов и сегментации более пяти областей, задача становиться весьма ресурсоемкой в плане компьютерных мощностей. А главное – невозможно контролировать параметры сегментации, если нет навыков владения языком программирования. К сожалению, практически все разнообразие методов не имеет конечной программной реализации. На рынке существует лишь несколько программных пакетов в которых реализованы функции сегментации. Платные: Siams, Тиксомет, ВидеоТест. Бесплатные: JMicroVision, ImageJ, FIJI, ToupView и др. Как правило, все эти программные продукты предназначены для фиксации изображения и проведения различных измерений. А вот СИ для определения количественного содержания минералов у них является слабым местом. Во всех продуктах используется метод порога гистограммы, в результате чего получается бинарное изображения только для одной области (минерала). Если же минералов несколько, то получается несколько бинарных изображений.

Из имеющихся программ наиболее продвинутой и удобной для работы является JMicroVision. В ней можно загружать панорамные изображения, на основе порога гистограммы выделять по одной области и добавлять их на общее изображение в виде цветного контура (метод выделения краев). Но программа не запоминает уже отмеченные области, то есть можно выделить и принять в расчет одну и ту же область несколько раз.

В связи со выше сказанным, авторами было разработано собственная программа для СИ, обеспечивающая желаемый функционал.

Описание авторской программы

Программа реализована в открытой среде разработки программного обеспечения на языке Object Pascal для компилятора Free Pascal (FPC) Lazarus версии 2.0.6. Выбор данной IDE обусловлен ее бесплатным распространением и простотой создания удобного интерфейса для конечного пользователя.

При запуске программы открывается основное окно, где пользователю, в частности, предлагается стандартный интерфейс работы с файлами (открытие, сохранение, закрытие файла). Программа поддерживает работу с графическими файлами формата BMP или JPEG. Изображение аншлифа из

выбранного файла появляется в новом окне, которое можно перемещать и масштабировать независимо от основного окна; само изображение внутри окна так же может быть масштабировано. Все это сделано для удобства работы с большими изображениями. Искусственное ограничение на размер загружаемых изображений – 10000 пикселей по любой из сторон, но оно было введено только для того, чтобы большие файлы не замедляли работу программы и в принципе может быть снято.

Исходное изображение перед выводом автоматически переводится в черно-белый формат посредством усреднения значений его RGB каналов, что соответствует формату изображений, полученных методами электронной микроскопии. Одновременно в левой части основного окна выводится гистограмма с содержанием пикселей всех оттенков серого (от 0 до 255). В типичном случае, когда на изображении аншлифа присутствуют отдельные зерна минералов, то есть обширные связные однотонные области, гистограмма будет иметь мультимодальный характер.

В правой части основного окна отображается формируемая пользователем легенда – список уникальных названий областей изображения (как правило, названия минералов) и соответствующий им отличительный цвет. Список формируется независимо от загрузки изображения аншлифа и сохраняется при работе с новым файлом, что удобно в случае, когда пользователь работает с несколькими изображениями аншлифов однотипных образцов.

Привязка легенды к изображению может проходить двумя способами. При первом способе пользователь сначала выбирает элемент легенды, а затем кликает правой клавишей мыши на некоторую область изображения. После этого всем пикселям с оттенком серого в диапазоне [x-3; x+3] присваивается цвет выбранного элемента легенды, где x – оттенок пикселя, на который попал курсор мыши, а напротив выбранного элемента легенды отображается относительная площадь закрашенного участка (в %). Одновременно на гистограмме соответствующие ее области также окраши-

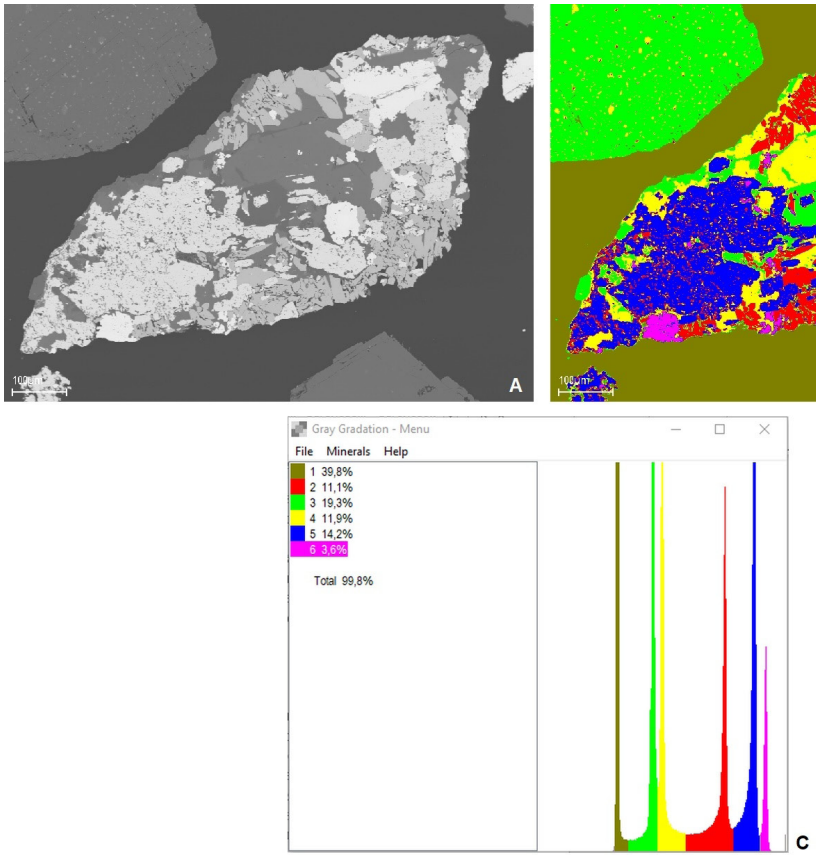


Рис. 2. Пример работы программы. A – исходное черно-белое изображение аншлифа, B – цветное изображение аншлифа, C – легенда с указанием процентного содержания цветных областей и гистограмма.

Fig. 2. An example of program work. A – original black-white image of polished section, B – the colored one, C – the legend with the percentage of the colored areas and histogram.

ваются в соответствующий цвет. Закрашивать ранее закрашенные области нельзя. Клик правой клавишей мыши снимает цвет с выбранной области, при условии, что ее цвет совпадает с цветом выбранного элемента из списка. Второй способ аналогичен первому с той лишь разницей, что клики мыши производятся не на изображении, а на гистограмме.

Указанный способ является грубым, так как может пропускать некоторые элементы выбранной области, соответствующей минералу, но не попавшие в диапазон [x-3; x+3]. Для устранения этого на гистограмме можно корректировать границы закрашенной области либо кликом мыши, либо сочетанием клавиш.

Таким образом все области изображения (и гистограммы), соответствующие минералам, раскрашиваются в хорошо различимые цвета. Одновременно расчитывается процентное содержание минералов в аншлифе. Пример работы программы показан на рисунке 2.

В ранних версиях программы скорость обработки изображений была невысока. Поэтому стоит отметить, что в последней ее версии был использован сторонний свободно распространяемый пакет обработки изображений LazRGBGraphics 1.0 (автор – Том Грегорович), обеспечивающий прямой доступ к пикселям изображения. В результате скорость работы программы возросла в разы.

Апробация авторской программы

Оценка эффективности работы авторской программы проводилась при работе с высокоотражающими минералами (сравнение с классическими оптическими методами оценки и программой JMicroVision) и с низкоотражающими минералами (обработка результатов электронной микроскопии).

В ходе договорных работ на изготовление аншлифов и последующего их анализа, была применена методика количественного анализа минералов и их агрегатного состояния, основанная на методе СИ. Для этого была подготовлена фотодокументация полированных препаратов из продуктов Ковдорского ГОКа и созданы их панорамы. Фотодокументация проводилась со строгим контролем параметров (баланса белого и экспозиции) с использованием эталонного минерала. Площадь покрытия препарата панорамой определялась по количеству ярких минералов (~3000 зерен), попадающих в эту панораму.

Количественный анализ проводился с применением программных и оптических методов: анализ изображения осуществлялся с помощью авторской программы и программы JMicroVision. В качестве оптического метода был использован линейный метод с применением интеграционного столика Андина.

Сравнение результатов, полученных программными и оптическими методами, показало идентичные результаты. При этом подход к решению поставленных задач с помощью программных методов оказался гораздо оперативнее и практичнее поскольку выполнение подсчета можно прервать в любой момент и при необходимости вернуться к нему в любое удобное время, без потери результатов.

Тем не менее авторская программа на текущем этапе реализации имеет недоработки. В отличие от JMicroVision она позволяет выделять и фиксировать пиковые области на гистограмме для нескольких минералов, но не имеет опции ручной коррекции площадей. В перспективе авторами разрабатывается возможность ручной коррекции, а также количественной оценки раскрывшихся минеральных видов и сростков.

Для рудных минералов с низким коэффициентом отражения традиционные оптические методы бессильны: различимость минеральных видов в искусственных препаратах и аншлифах при работе в отраженном свете стремится к нулю – изображение представляет собой «серую массу» с едва заметными границами зерен. В этом случае на помощь приходит электронная микроскопия с возможностью получения высококонтрастных изображений и оценкой химического состава минералов. Но и здесь невозможно получить оценку процентного содержания минеральных видов имеющимися сторонними программами.

В ходе полевых работ в 2018 году были отобраны две технологические пробы анкилит- и бастнезит-содержащих руд из канав участка Неске-Вара. Пробы были разделены на 11 фракций, каждая из которых была сфотографирована. Часть каждой фракции была отобрана и использована

для создания искусственных шлифов. Исследование фазовой и внутрифазовой неоднородности индивидов, а также изучение химического состава минералов осуществлялось методами оптической и электронной микроскопии на приборах, имеющихся в распоряжении ГИ КНЦ РАН: оптическом микроскопе Axioplan с регистрацией минеральных объектов с помощью видеокамеры и сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) LEO-1450 с энергодисперсионной приставкой Quantax (аналитик А. Тележкин).

Для подсчета процентного содержания минеральных видов с помощью авторской программы было сделано 10-15 снимков для каждой стадии дробления породы. Съемка выполнялась на СЭМ LEO-1450 при одинаковых условиях (Br = 50.4 %; Cont = 35 %; Iprobe = 1.1 nA; 20 kV), подобранных так, чтобы добиться максимально контрастного разделения минеральных видов.

В результате работы можно сделать вывод, что авторская программа является весьма эффективным инструментом для подсчета процентного содержания минеральных видов, зафиксированных с помощью оптических методов и методов электронной микроскопии.

Работа выполнена в рамках тем НИР ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0052 и НИР ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0053, АААА-А19-119100290147-7.

Литература

1. Гонсалес Р., Вудс Р. Цифровая обработка изображений. М. Изд-во: Техносфера. 2005. 1072 с.
2. Кочурова Р.Н. Основы практической петрографии. Л. Изд-во: Ленинградского университета. 1977. 176 с.
3. Bradski G., Kaehler A. Learning OpenCV. O'Reilly Media, Inc. 2008. 556 p.
4. Comaniciu D., Meer P. Mean shift analysis and applications // Proceedings of the Seventh IEEE International Conference on Computer Vision. 1999. 2. P. 1197–1203. https://www.doi.org/10.1109/ICCV.1999.790416.
5. Comaniciu D., Ramesh V., Meer P. Real-Time Tracking of Non-Rigid Objects Using Mean Shift // Proceedings IEEE Conference on Computer Vision and Pattern Recognition. 2000. V. 2. P. 142–149. https://www.doi.org/10.1109/CVPR.2000.854761.
6. Comaniciu D., Meer P. Mean Shift: A Robust Approach Toward Feature Space Analysis // IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence. 2002. V. 24(5) P. 603–619. https://www.doi.org/10.1109/34.1000236.
7. Rother C., Kolmogorov V., Blake A. Grabcut – interactive foreground extraction using iterated graph cuts // ACM SIGGRAPH 2004 Papers. 2004. P. 309–314. https://www.doi.org/10.1145/1186562.1015720.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 419–424

Логико-информационные модели как основа для экспресс-оценки потенциальных Au-Ag эпитермальных месторождений

Чижова И.А., Волков А.В., Шелястина Е.В.
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, tchijova@igem.ru

Аннотация. Детальный логико-информационный анализ геохимических данных по эталонным Au-Ag эпитермальным месторождениям позволил построить модели для их 11 рудноформационных подтипов (по А.В. Волкову), выделенных на основе изучения месторождений золота Северо-Востока России. Алгоритм допускает корректное применение для идентификации рудноформационного подтипа новых рудопроявлений золота в Арктической зоне России с высокой степенью надежности (96 %). Разработана экспертная система в виде Excel-модуля для идентификации новых объектов.

Ключевые слова: Au-Ag эпитермальные месторождения, Северо-Восток России, Арктическая зона, логико-информационная модель, база данных, рудноформационный тип, микроэлементы, прогноз, экспресс-оценка.

Logical-information models as the base for rapid assessment of potential Au-Ag epithermal deposits

Chizhova I.A., Volkov A.V., Shelyastina E.V.
Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, tchijova@igem.ru

Abstract. The detailed logical-information analysis of the geochemical data for etalon Au-Ag epithermal deposits has allowed to construct the models for their 11 ore formation subtypes (by A.V.Volkov), which were determined using the gold deposits allocated Northeast of Russia. The algorithm has allowed the correct application at identification of ore formation subtype for new gold occurrences with a high degree of reliability (96 %) and may be used in the Arctic zone of Russia. The expert system as the Excel-module for identification of new objects has been designed.

Key words: Au-Ag epithermal deposits, Northeast of Russia, the Arctic zone, logical-information model, database, ore-formation type, trace elements, forecast, rapid assessment.

Введение

Определение рудноформационного типа оруденения и его масштабности – важные задачи в процессе выявления перспективных площадей. От правильного их решения зависит выбор направления и эффективной методики проведения геологоразведочных работ (ГРР). Процедуры экспресс-оценки месторождений с использованием компьютерного анализа данных способствуют ускорению разбраковки выделенных участков, что весьма важно при проведении ГРР. Поэтому они так необходимы для расширения минерально-сырьевой базы золота России, особенно ее северо-восточных арктических регионов.

Особое внимание уделяется информационному подходу к решению прогнозных задач и экспресс-оценке различных параметров месторождений с целью выявления наиболее перспективных для освоения и разработки (Поднебесных А.В., Хафизов А.Р., 2019; Schnitzler et al., 2019; Kaplan and Topal, 2020). Среди новейших технологий наибольшей востребованностью обладают методы искусственного интеллекта и машинное обучение (Zhang et al., 2019).

Более точное определение рудноформационного типа объекта оценки позволяет подобрать для него наиболее близкий объект-аналог из эталонных месторождений данного типа, а значит, по методу аналогии, более точно предположить возможную масштабность нового объекта. Поэтому была поставлена задача определения подтипа Au-Ag эпитермальных месторождений с учетом формационного типа, рудного комплекса и тектоно-металлогенической обстановки. Такая типизация Au-Ag эпитермальных месторождений ранее была проведена А.В. Волковым (табл. 1).

Целью данной работы являлось выявление особенностей выделенных 11 групп месторождений и создание на их основе процедуры экспресс-оценки перспективных площадей.

Таблица 1. Типизация Au-Ag эпитермальных месторождений (по А.В. Волкову).
Table 1. Typification of Au-Ag epithermal deposits (by A.V. Volkov).

№	Формационный тип	Рудный комплекс	Тектоно-металлогеническая обстановка	Примеры эталонных месторождений в базе данных	Число проб
1	HS	IRGS	Кедонский средне-палеозойский вулканический пояс, Омолонский кратонный террейн	Юное	5
2	LS Au/Ag=1/1 -1/3	IRGS	Кедонский средне-палеозойский вулканический пояс, Омолонский кратонный террейн	Кубака, Цоколь*, Биркачан, Бургали, Южное Бургали, Магнитный	26
3	LS Au/Ag=1/3-1/10	Cu-Mo-Porph	Кедонский средне-палеозойский вулканический пояс, Омолонский кратонный террейн	Ольча	6
4	LS Au/Ag=1/3-1/10	Cu-Mo-Porph	ОЧВП, террейн пассивной континентальной окраины	Джульетта, Тихое, Нявленга, Дальнее	22
5	LS Au/Ag=1/3-1/10	Sn-Porph	ОЧВП, террейн пассивной континентальной окраины	Ойра, Печальное, Ущельное, Аган, Утесное*	23
6	LS Au/Ag=1/3-1/10	Cu-Mo-Porph	Анадырский сектор ОЧВП, Олойский островодужный террейн	Купол, Морошка, Телевеем	13
7	LS Au/Ag=1/3-1/10	Cu-Mo-Porph	Анадырский сектор ОЧВП, террейн пассивной континентальной окраины	Двойное	6
8	IS Au/Ag=1/3-1/10	Cu-Mo-Porph	Анадырский сектор ОЧВП, террейн пассивной континентальной окраины	Сентябрьское	6
9	IS; Au/Ag>1/100	Sn-Porph	Балыгычан-Сугойский рифтогенный прогиб, ОЧВП	Дукат, Лунное*, Теплое	15
10	LS Au/Ag=1/10-1/100	Sn-Porph	Анадырский сектор ОЧВП, террейн пассивной континентальной окраины	Пепенвеем, Эргувеем	11
11	LS Au/Ag=1/3-1/10	Cu-Mo-Porph	Камчатская островная дуга, кайнозойские вулканические пояса, офиолиты	Аметистовый, Родниковое	13
				Всего проб	146
				Прогнозные площади (13)	77

Примечание. * – данные по этим трем объектам в расчетах не участвовали.

Методика исследований

В рудообразующих системах, распространенных на Северо-Востоке России, присутствует большое разнообразие месторождений золота, особенности которых можно охарактеризовать специфическими наборами микроэлементов (Волков и др., 2017).

Математическое моделирование на базе машинного обучения позволяет автоматизировать процесс их поиска. В качестве способа выделения системы информативных признаков с указанием их разделяющих весов и диапазонов изменения значений (интервалов-индикаторов), типичных для месторождений золота конкретного рудноформационного типа (подтипа), был использован логико-информационный анализ (Чижова, 2010).

Ранее проводилась работа по выявлению особенностей 5 типов руд различных формаций: Au-Ag эпитермальная; Au-кварцевая; Au-сульфидная; Cu-Mo-Au-порфировая; Au-колчеданная (Чижова и др., 2019; Чижова и др., 2020_1; Chizhova et al., 2019).

Данная работа является вторым этапом исследования по изучению золоторудных месторождений, когда в общей схеме экспресс-анализа объекта оценки проходит уточнение его подтипа, если он был отнесен ранее системой к Au-Ag эпитермальному типу. Для описания золотосеребряных эпитермальных рудных объектов использовались геохимические характеристики штуфных проб (52 элемента: Li, Be, P, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Zn, Ga, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th, U, Au, Cu) и коллекции образцов руд (146 образцов) по 26 месторождениям и рудопроявлениям золота Северо-востока России различных их подтипов (табл. 1). Результаты анализов (AAS, ICP-MS и РФА) выполнены в аналитической лаборатории ИГЕМ РАН.

Логико-информационное моделирование на базе машинного обучения для анализируемых групп объектов обеспечивает выделение множество информативных признаков с указанием их разделяющих весов и диапазонов изменения значений (интервалов-индикаторов), типичных для месторождений золота конкретного формационного типа (Чижова, 2010).

Логико-информационное моделирование состоит из трех этапов:

1. определение пределов изменения свойств (интервалов – индикаторов), характеризующих группы изучаемых объектов;
2. количественная оценка их информативности (разделяющих свойств);
3. построение правила отнесения объекта к одной из изучаемых групп на основе полученных оценок.

Логико-информационные модели на базе машинного обучения представляют собой множество информативных признаков (элементов), с указанием их разделяющих весов и диапазонов изменения их значений (интервалов-индикаторов), типичных для каждой из групп месторождений (табл. 1).

Чтобы использовать модели для определения *рудноформационного подтипа* месторождения по образцу, необходимо рассчитать вес образца для каждой модели (суммируются разделяющие веса тех элементов, для которых значение в образце попадает в интервал-индикатор, типичный для этого подтипа).

Принимается следующее решающее правило: месторождение относится к тому типу, для которого вес будет иметь максимальное значение.

Результаты анализа

Математическая обработка данных позволила нам составить логико-информационные модели для анализируемых групп Au-Ag эпитермальных месторождений, как наборы из 52 признаков-элементов с интервалами-индикаторами и весами в диапазоне от 0 до 1. Пример интервалов-индикаторов для первых десяти элементов представлен на рисунке 1.

Анализировалась база данных проб и образцов руд по 26 месторождениям и рудопроявлениям Au-Ag эпитермальной формации Северо-Востока России. Полученные правила для принятия решения позволили надежно определить принадлежность проб к выделенным группам месторождений из базы данных. При использовании соответственно 146 проб (для каждой из 11 групп соответственно по 5, 26, 6, 13, 20, 13, 6, 6, 15, 11, 13 проб, см. табл. 1) в таблице обучения, получены правила, позволившие надежно идентифицировать пробы (6 ошибок из 146 проб, качество распознавания = 0.96). Поэтому их можно использовать для оценки новых прогнозных площадей.

Для выделения 11 подтипов эпитермальных руд (табл. 1) на основе анализа 146 проб для каждой группы выделились наиболее информативные: 1: Ti, Zr, Sm, Ta, Pb; 2 : Sc, Zn, Ba, Eu; 3: Rb, Mo, Sn, Ba, Hf,Th; 4: Rb, Sb,Ce; 5: Se, In, Sn, Tl; 6: P, Mn, As, Sb, Pr; 7: Mn, As, Cs, Pb, Au, Cu; 8: V, Zn, Ag, Cd, Sn, Cu; 9: Be, Mn, As, Rb; 10: Mn, Zn, W, U, Au, Cu; 11: Cr, In, Hf, Ta, Th. Система моделей основана на широком наборе элементов и репрезентативной базе данных эталонных месторожде-

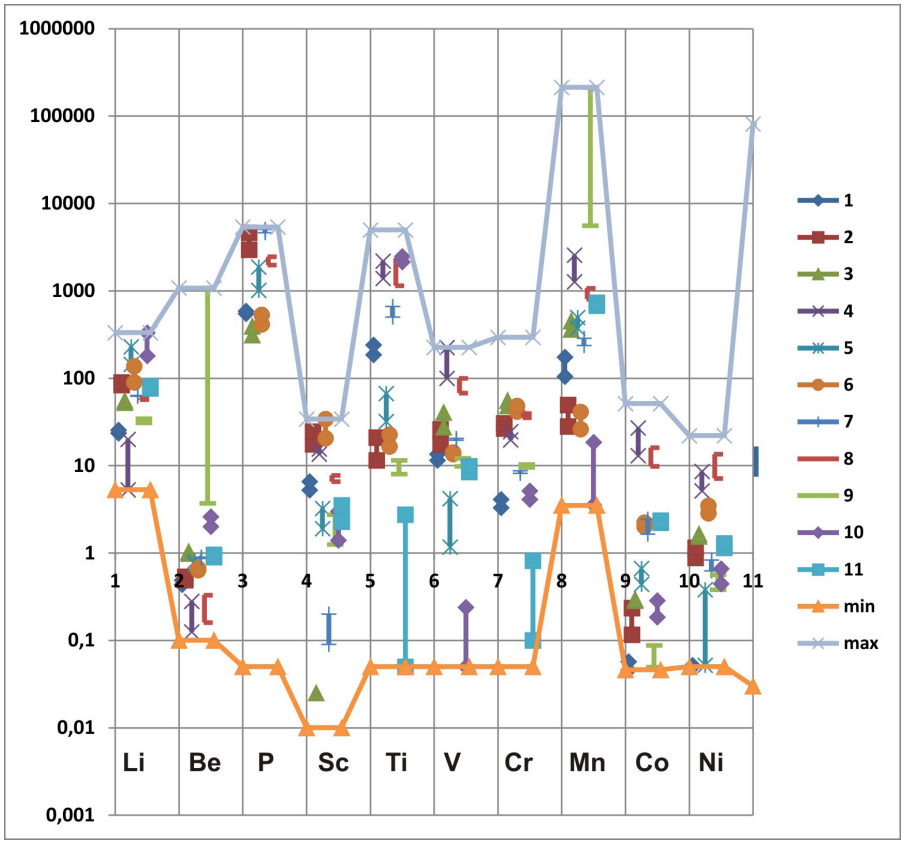


Рис. 1. Интервалы-индикаторы для автоматизированной типизации Au-Ag эпитермальных месторождений (элементы 1-10).

Fig. 1. Intervals-indicators for automated typification of Au-Ag эпитермальных deposits (elements 1-10).

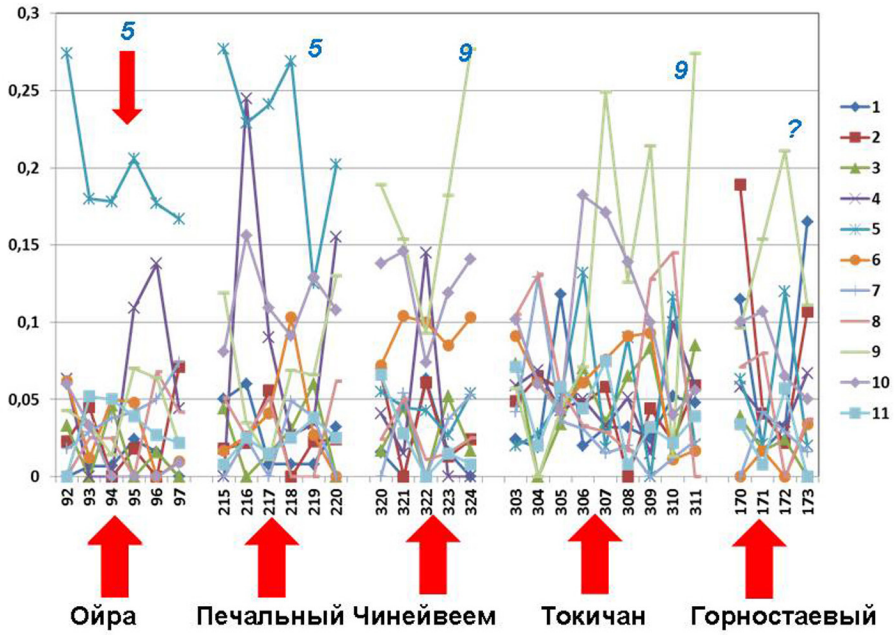


Рис. 2. Результат определения подтипа Au-Ag-эпитермальной формации (1-11) для экспертируемых объектов: Ойра, Печальный, Чинейвеем, Токичан, Горностаевый.

Fig. 2. Result of Au-Ag epithermal formation subtype (1-11) definition for the objects under study: Oyra, Pechalny, Chineyveem, Tokichan, Gornostaevy.

ний. Это позволяет использовать их при изучении и оценке золоторудных месторождений в аналогичных рудоносных провинциях.

Экспресс-оценка новых проявлений золота

Логико-информационные модели использовались для экспресс-оценки новых проявлений золота перспективных площадей Арктической зоны, находящихся в сходных геологических условиях. Для определения рудноформационного подтипа нового рудопроявления по штуфным пробам, рассчитывалось значение функции принадлежности проб к анализируемым группам эталонов как суммарный вес индикаторных данных проб последовательно для каждой модели (суммируются разделяющие веса тех элементов, для которых значение в пробе попадает в интервал-индикатор соответствующего рудноформационного подтипа). Оцениваемый новый объект относится к тому рудноформационному подтипу, для которого суммарный вес индикаторных данных примет максимальное значение среди всех вычисленных суммарных весов по каждому рудноформационному подтипу.

В качестве исходных данных по новым экспертируемым объектам использовались геохимические данные по золоторудным объектам: Ойра (6 проб), Печальный (6 проб), Чинейвеем (5 проб), Токичан (9 проб), Горностаевый (4 пробы). Компьютерный анализ по экспресс-оценке перечисленных выше рудопроявлений проводился с использованием разработанной в ИГЕМ РАН экспертной системы в виде Excel-модуля (Чижова и др., 2020_2), куда пользователю предоставляется возможность ввести свои данные по экспертируемому объекту и получить оценку в графической и табличной форме (рис. 2).

На первом этапе работы все они были отнесены системой к Au-Ag эпитермальной формации (Чижова и др., 2019). На втором этапе работы системы использовались логико-информационные модели подтипов данной формации (см. табл. 1).

Построенные решающие правила позволили идентифицировать новые площади Арктической зоны РФ. *Ойра* – все 6 проб были отнесены к группе 5 (см. табл. 1). *Печальный* – из 4 проб, отнесенных к Au-Ag эпитермальному типу, 3 отнесены к группе 5. *Чинейвеем* – из 5 проб 4 отнесены к группе 9. *Токичан* – из 9 проб 4 отнесены к группе 9. *Горностаевый* – для его идентификации (4 пробы) данных не достаточно, чтобы проследить тенденцию изменения интегральных характеристик.

В итоге: Ойра и Печальный относятся к группе 5; Чинейвеем относится к группе 9; Токичан относится к группе 9. Результат представлен на рисунке 2 и совпал с мнением экспертов.

Заключение

Рассчитаны логико-информационные модели по геохимическим данным для 11 подтипов месторождений Au-Ag-эпитермальной формации. Построенные решающие правила позволили надежно идентифицировать рудноформационный подтип Au-Ag эпитермальных месторождений (качество распознавания 96 %).

Разработана экспертная система в виде Excel-модуля для автоматизированной типизации новых золоторудных объектов.

Предложенная процедура экспресс-оценки золоторудных месторождений, включающая в себя использование логико-информационных моделей, показала высокую результативность и может быть применена в сходных геологических условиях при изучении и оценке новых золоторудных объектов, в том числе и в арктической зоне России.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-70001).

Литература

4. Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Чижова И.А., Мурашов К.Ю. Геохимические особенности вулканогенного рудообразования в северо-западном сегменте Тихоокеанского рудного пояса // Вулканология и сейсмология. 2017. № 6. С. 3–20. DOI: 10.7868/S0203030617060013.
5. Поднебесных А.В., Хафизов А.Р. Методика экспресс-оценки выбора объекта-аналога для залежей углеводородного сырья на основе их геологических признаков // Проблемы сбора, подготовки и транспорта нефти и нефтепродуктов. 2019. № 3. С. 9–18. DOI: 10.17122/ntj-oil-2019-3-9-18.

6. Чижова И.А. Логико-информационное моделирование при прогнозно-металлогеническом анализе перспективных площадей // Труды ИГЕМ РАН: новая серия. Вып. 4: Современные проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии М. Изд-во: ИГЕМ РАН. 2010. С. 59–84. ISBN 978-5-88918-019-7.
7. Чижова И.А., Волков А.В., Шелястина Е.В. Автоматизированная типизация золотосеребряных эпитермальных рудных месторождений на основе логико-информационного анализа // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле. Двадцать первая междунар. конф., Москва, 21-23, Борок, 25 сентября 2020 г. Мат. конференции. М. Изд-во: ИГЕМ РАН. 2020. С. 270–277. ISBN 978-5-88918-059-3/ ISSN 2686-8938.
8. Чижова И.А., Волков А.В., Лобанов К.В., Шелястина Е.В. Экспресс-оценка месторождений золота Арктической зоны России по геохимическим данным с использованием логико-информационных моделей // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2020. 17. С. 552–557. DOI: 10.31241/FNS.2020.17.107.
9. Чижова И.А., Лобанов К.В., Волков А.В. Логико-информационные модели для прогноза и оценки новых месторождений золота в Арктической зоне России // Арктика: экология и экономика. 2019. № 4 (36). С. 107–117. DOI: 10.25283/2223-4594-2019-4-107-117.
10. Chizhova I., Lobanov K., Volkov A. Logical-Information Models for prediction and express-evaluation of new gold ore deposits in the Arctic zone of Russia // 19th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2019, www.sgem.org, SGEM2019 Conference Proceedings, 30 June -6 July. 2019. Albena, Bulgaria. V. 19. Informatics, Geoinformatics and Remote Sensing. Issue 2.1. Informatics. Geoinformatics. P. 935–942. ISBN 978-619-7408-79-9 / ISSN 1314-2704. DOI: 10.5593/sgem2019/2.1/S08.121.
11. Kaplan U.E. and Topal E., A New Ore Grade Estimation Using Combine Machine Learning Algorithms // Minerals. 2020. V. 10. Issue 10. Article 847. P. 1–17. DOI: 10.3390/min10100847.
12. Schnitzler N.; Ross P.-S., Gloaguen E. Using machine learning to estimate a key missing geochemical variable in mining exploration: Application of the Random Forest algorithm to multi-sensor core logging data // Journal of Geochemical Exploration. 2019. V. 205. P. 106–344. DOI: 10.1016/j.gexplo.2019.106344.
13. Zhang S.-H., Xiao K.-Y., Chen J.-P., Xiang J., Cui N., Wang X.-N. Development and future prospects of quantitative mineral assessment in China // China Geology. 2019. V. 2. Issue 2. P. 198–210. DOI: 10.31035/cg2018097.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 425–429

Морфологические проявления постледниковой сейсмической активности Имандра-Колвицкого активного разлома в Лувеньгской очаговой зоне (Мурманская область)

Шварев С.В. [1, 2], **Николаева С.Б.** [3], **Королева А.О.** [2, 1]
[1] *Институт географии РАН, Москва, shvarev@igras.ru*
[2] *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, shvarev@ifz.ru, kao@ifz.ru*
[3] *Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, nikolaeva@geoksc.apatity.ru*

Аннотация. Представлены результаты палеосейсмогеологических исследований на юго-западе Кольского региона (СВ Фенноскандинавского щита). Изучение различных групп сейсмонарушений в районе детального изучения участка Лувеньгских тундр, а также морфотектонические данные, позволили выделить крупную Имандро-Колвицкую сейсмотектоническую зону, прослеживающуюся от западной части оз. Бабинская Имандра до Колвицкого озера и Умбинской губы, протяженностью более 100 км. Предварительные данные по оценке возраста палеосейсмодислокаций свидетельствуют о неоднократной активизации зоны разлома в поздне- и послеледниковое время. Интенсивность постледниковых землетрясений, судя по размерам первичных и вторичных сейсмогенных деформаций, могла достигать IX+ баллов.

Ключевые слова: активный разлом, палеосейсмодислокации, Лувеньгские тундры, Кольский полуостров, новейший грабен, очаговая зона палеоземлетрясений.

Morphological manifestations of postglacial seismic activity of the Imandra-Kolvitsky active fault in the Luvenga focal zone (Murmansk region)

Shvarev S.V. [1, 2], **Nikolaeva S.B.** [3], **Koroleva A.O.** [2, 1]
[1] *Institute of Geography RAS, Moscow, shvarev@igras.ru*
[2] *Schmidt Institute of Physics of the Earth, Moscow, shvarev@ifz.ru, kao@ifz.ru*
[3] *Geological Institute of Kola Science Center RAS, Apatity, nikolaeva@geoksc.apatity.ru*

Abstract. The results of paleo-seismological studies in the southwest of the Kola region (northeastern Fennoscandian shield) are presented. The study of various groups of seismic dislocations in the detailed study area of the low-mountain massif of Luvenga, as well as morphotectonic data, made it possible to identify the large Imandro-Kolvitsky seismotectonic zone traced from the western part of the lake Babinskaya Imandra to Kolvitsky Lake and Umbinskaya Bay, more than 100 km long. Preliminary data on the estimation of the age of paleoseismic dislocations indicate the repeated activation of the fault zone in the Late- and Post-Glacial period. The intensity of postglacial earthquakes, judging by the size of the primary and secondary seismogenic deformations, could reach IX + points.

Key words: active fault, paleoseismic dislocations, Luvenga massif, Kola Peninsula, neotectonic graben, focal zone of paleoearthquakes.

Введение и постановка задачи

В последние годы почти ни у кого не вызывает сомнения сильная постледниковая сейсмичность Фенноскандии, наиболее ярким выражением которой в рельефе являются протяженные (более 100 км) эшелонированные разломы, с видимой в уступах амплитудой вертикальных смещений в несколько метров. Такие разломы сосредоточены в основном в северо-западной Фенноскандии на территории северной Финляндии, Норвегии и Швеции. На восточной окраине Фенноскандии до сих пор линейных структур значительной протяженности с характерными признаками активности (палеосейсмодислокациями), которые можно было бы классифицировать как активный разлом, достоверно выявлено не было. Хотя обнаруженные к настоящему моменту многочисленные сейсмогенные нарушения (Николаева, 2001; Лукашов и др., 2004; Николаева, Евзеров, 2018; 2009; Верзилин, Бобков, 2009; Лукашов, Романенко, 2010; Николаева и др., 2016), послужили основой для выделения нескольких протяженных сейсмолинеаментов (Никонов, Шварев, 2015). Крупнейшие из них в

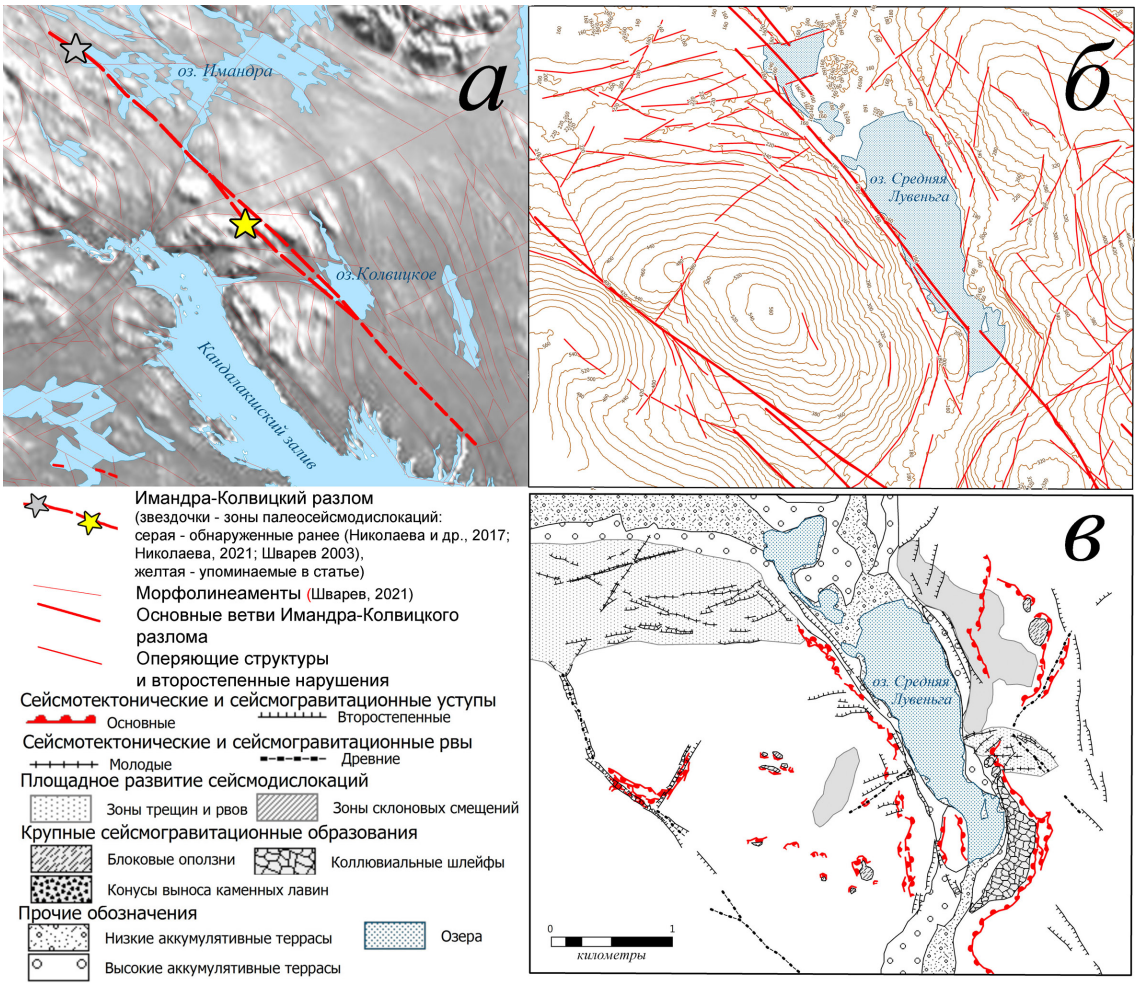


Рис. Положение и морфологические признаки Имандра-Колвицкого разлома: а) положение Имандра-Колвицкого активного разлома и места сосредоточения палеосейсмодеформаций в рельефе и рыхлых отложениях; б) цифровая модель рельефа (по данным ArcticDEM) и основные морфологически выраженные тектонические нарушения на пересечении Имандра-Колвицкого разлома и массива Лувеньгских Тундр; в) схема палеосейсмодислокаций в Средне-Лувеньгской очаговой зоне палеоземлетрясений.

Fig. Position and morphological features of the Imandra-Kolvitsky fault: a) the position of the Imandra-Kolvitsky active fault and the places of concentration of paleoseismic dislocations in the relief and sediments; b) a digital model of the relief (according to ArcticDEM data) and the main morphologically pronounced tectonic disturbances at the intersection of the Imandra-Kolvitsky fault and the Luvenga Tundra massif; c) scheme of paleoseismic dislocations in the Middle Luvenga focal zone of paleoearthquakes.

районе Кольского полуострова отвечают границам Кольской глыбы (Мурманский и Кандалакшский). Структуры меньшего ранга, но также обладающие высоким сеймогенерирующим потенциалом, составляют новейший блоковый каркас Кольского полуострова, отчасти маскируемый акваториями озер или рыхлым чехлом.

Одной из основных задач палеосеймогеологических исследований на Кольском полуострове является поиск крупных активных структур на суше, способных генерировать сильные землетрясения, поверхностные проявления которых соответствовали бы наблюдаемым практически повсеместно (VIII+ баллов), их пространственная локализация, оконтуривание очаговых зон, установление периодичности сейсмических сотрясений (повторяемости) определенной силы и интенсивности.

В представленном сообщении приводятся новые данные по идентификации протяженной сейсмогенерирующей структуры, к которой приурочено массовое развитие деформаций в рельефе и рыхлых отложениях, которые по совокупности признаков являются следствием нескольких сильных землетрясений в поздне- и постледниковое время.

Материалы и методы

Для выполнения поставленной задачи используется комплекс исследований, включающий морфотектоническое и морфодинамическое дешифрирование для идентификации разрывных структур и связанных с ними проявлений экзогенеза, выявление очаговых зон, как закономерных пространственных сочетаний структурно-тектонических и геоморфологических признаков; натурное исследование очаговых зон с установлением пространственно-кинематических параметров сейсмогенерирующих структур и порождаемых ими сейсмодислокаций, поиск и опробование материалов для установления возраста сейсмических событий (радиоуглеродный анализ), пространственное моделирование в ГИС-среде (2D и 3D-модели на основе сопоставления топографических и геолого-геоморфологических карт (масштабов 1:100000-1:1млн), космических снимков с разрешением 5-30 м (Sentinel, Landsat-ETM+) и цифровых моделей рельефа с разрешением 2-10 м (ArcticDEM)).

Структурно-геологическое и морфоструктурное положение

Низкогорный массив Лувеньгских тундр расположен на северо-западном замыкании Колвицкого коллизионного меланжа, юго-восточной части Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса и сложен габбро-анортозитами, основными и средними гранулитами и амфиболитами, надвинутыми на окружающими массив по периферии верхнеархейскими гранитогнейсами Беломорского составного террейна (Балаганский и др., 2016). В оценке разрывной тектоники, как древней, так и новейшей, определяющей блоковое строение территории, согласно трактуется только положение, возраст и роль надвиговых структур по периферии массива. Сравнение основных схем разрывной тектоники (Козлов, 1979; Шенкман, 1991; Митрофанов, 1996; Балуев, 2010) показывает существенное расхождение в пространственном положении отдельных структур, определении их иерархии, структурной роли и активности. Суммируя данные по разрывной тектонике, можно четко выделить структуры обрамления массива, разделяющие основные структурно-фациальные комплексы и имеющие характерную дуговую форму, надвиговую кинематику и древнее заложение и наложенную систему диагональных разрывов северо-западного и северо-восточного простирания, секущих и смещающих более древние разломы и имеющих более молодой возраст, сдвиговый и сбросовый характер смещений. Этими характеристиками определяется и морфоструктурная роль систем разломов: возвышенный низкогорный структурно-денудационный массив Лувеньгских тундр оформлен в виде единой возвышенности за счет совокупного эффекта надвиговых смещений и ослабленной селективной денудации по отношению к окружающим структурам Беломорского пояса, и разбит на блоки, границы между которыми выражены сквозными долинами, наследующими зоны дробления или локально тектонически опущенные участки в зонах грабенов (возможно, имеющих присдвиговую природу (Колодяжный и др., 2019)).

Результаты исследований

Морфотектоническое дешифрирование материалов дистанционного зондирования позволило выделить сеть потенциально активизированных разрывных нарушений. Массив Лувеньгских тундр обрамлен с севера и юга субширотными, относительно короткими разрывами, наследующими палеопротерозойские надвиги, а с запада и востока – транзитными нарушениями СЗ-простирания. Разломы этого направления рассекают массив на серию блоков шириной 3-5 км, а крупнейший из них делит массив на западную (собственно Лувеньгские Тундры) и восточную (Елки-Тундры) части. Этот разлом прослеживается на северо-запад по озерным котловинам оз. Пинозеро, оз. Бабинская Имандра вплоть до западной оконечности последнего и замыкается в 10 км к СЗ. К юго-востоку разлом трассируется вдоль западного побережья Колвицкого озера и далее по системе линейных котловин до Умбинской губы. Общая протяженность разлома достигает 150 км, а протяженность его в качестве его как единой неразрывной структуры от озера Имандра до оз. Колвица – около 100 км. На западном замыкании разлома ранее были обнаружены следы палеоземлетрясений в донных отложениях озер (Николаева и др., 2017) и постледниковых тектонических деформаций поверхностей и отложений озерно-ледниковых и озерных террас (Шварев, 2003; Николаева, 2021). На пересечении с

массивом Лувеньгских тундр в зоне разлома, образующего несколько параллельных ветвей, наблюдается концентрация первичных (сейсмотектонических) и вторичных (сейсмогравитационных) дислокаций, отражающих очаговую зону палеоземлетрясений высокой интенсивности. Центральная часть очаговой зоны, определяемая осевым сегментом Имандра-Колвицкого разлома – грабен, занятый котловиной оз. Среднее Лувеньгское. Магистральные бортовые разрывы характеризуются как постледниковые сбросы с амплитудой до первых десятков метров, а оперяющие разрывы формируют по восточной периферии очаговой зоны систему водораздельных рвов и обрамляют сейсмогравитационные шлейфы, превышающие по протяженности 1 км. Характерными вторичными дислокациями являются блоковые оползни и каменные лавины. Западная часть очаговой зоны определяется сквозной долиной, наследующей юго-западный сегмент Имандра-Колвицкого разлома с приразломной трещиной-ущельем протяженностью более 0.5 км, а северная периферия – системой оперяющих разрывов, деформирующих предгорную ступень массива Лувеньгских тундр диагонально сопряженными структурами растяжения – сбросовыми уступами и рвами с размахом высот в первые метры (до первых десятков метров) протяженностью в первые сотни метров. Предварительные данные по оценке возраста палеосейсмогенного очага свидетельствуют о неоднократной активизации Имандра-Колвицкого разлома, проявлявшейся как до последнего оледенения, следы которого нарушают формы сейсмогенного рельефа, так и в постледниковое время. По ранее полученным предварительным данным (Николаева и др., 2020) о возрасте нарушенных донных отложений близлежащих озер и захороненной под обвальными накоплениями почвы, можно утверждать, что в голоцене разлом активизировался не менее 3-х раз. Интенсивность постледниковых землетрясений, судя по размерам первичных и вторичных сейсмогенных деформаций, могла достигать IX+ баллов.

Выводы

1. В ЮЗ части Кольского полуострова выделена протяженная (> 100 км) сейсмогенерирующая структура (Имандра-Колвицкий разлом).
2. Сейсмодислокации очаговой зоны в массиве Лувеньгские тундры включают сейсмотектонические и сейсмогравитационные проявления, характерные для землетрясений с интенсивностью IX+ баллов.
3. Обнаружены признаки неоднократной сейсмогенной активизации в до- и постледниковое время.

Работа выполнена в рамках тем госзаданий ИГ РАН №0148-2019-0005, ИФЗ РАН № 0144-2019-0010 и ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0054.

Литература

4. Балаганский В.В., Горбунов И.А., Мудрук С.В. Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофеннский орогены (Балтийский щит) / // Вестник Кольского научного центра РАН. 2016. № 3(26). С. 5–11.
5. Балуев А.С. Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий. Масштаб 1:1500000. М. Изд-во: ГИН РАН. 2010.
6. Верзилин Н.Н., Бобков А.А. Следы голоценовых землетрясений на севере Кольского полуострова // Геология, геоэкология, эволюционная география. СПб. 2009. С. 20–25.
7. Козлов М.Т. Разрывная тектоника северо-восточной части Балтийского щита. Л. Изд-во: Наука. 1979. 140 с.
8. Колодяжный С.Ю., Балуев А.С., Зыков Д.С. Структура и эволюция северо-запада Беломорско-Северодвинской зоны сдвига в позднем протерозое и фанерозое (Восточно-Европейская платформа) // Геотектоника. 2019. № 1. С. 62–86. doi:10.31857/S0016-853X2019162-86.
9. Лукашов А.А., Кузнецов Д.Е., Романенко Ф.А. Геоморфологические признаки позднеголоценовой сейсмической активности восточной части Хибинского массива (Кольский полуостров) // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов. 2004. Т. II. С. 25–29.
10. Лукашов А.А., Романенко Ф.А. Характер и морфодинамика дизъюнктивного северо-восточного ограничения Балтийского щита («линии Карпинского») // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Т. 1. М. Изд-во: ГЕОС. 2010. С. 430–434.

11. Митрофанов Ф.П. Геологическая карта Кольского региона масштаба 1:500000. Ред. А.П. Радченко (Россия), К. Гиллен (Великобритания). Авторы-составители В.В. Балаганский, А.А. Басалаев, О.А. Беляев, В.И. Пожиленко, А.Т. Радченко, М.К. Радченко. Апатиты, 1996. Испр. и дополн. В.И. Пожиленко. 2001.
12. Николаева С.Б. Палеосейсмические проявления в северо-восточной части Балтийского щита и их геолого-тектоническая позиция // Геоморфология. 2001. № 4. С. 66–74.
13. Николаева С.Б. Сейсмиты в позднеплейстоцен-голоценовых осадках северо-запада Кольского региона (северная часть Балтийского щита) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 7. С. 830–839.
14. Николаева С.Б. Евзеров В.Я. К геодинамике Кольского региона в позднем плейстоцене и голоцене: обзор и результаты исследований // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2018. №1. С. 5–14.
15. Николаева С.Б., Лаврова Н.Б., Денисов Д.Б. Катастрофическое событие голоцена в донных осадках озер Кольского полуострова (СВ Фенноскандинавского щита) // ДАН. 2017. Т. 473. № 1. С. 88–92. doi: 10.7868/S0869565217070209.
16. Николаева С.Б. Отражение палеосейсмических событий в позднеплейстоцен-голоценовых отложениях террас озера Имандра (Кольский регион) // Геоморфология. 2021. №1. С. 86–99. doi: 10.31857/s0435428121010119.
17. Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В., Родкин М.В. Комплексные палеосейсмогеологические исследования на ключевом участке в юго-западной части Кольского полуострова (северо-восток Фенноскандинавского щита) // ДАН. 2016. Т 469. № 2. С. 199–203. doi: 10.7868/S0869565216200172.
18. Николаева С.Б., Толстобров Д.С., Вашков А.А. Палеосейсмогеологические исследования в европейской субарктике (Кольский регион): полевые экспедиционные работы 2018-2020 гг. // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Вып. 7. 2020 С. 129–133. doi:10.24411/2687-1092-2020-10719.
19. Никонов А.А., Шварев С.В. Сейсмолинеаменты и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тыс. лет // Матер. Международной конференции «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности». Нерюнгри. Изд-во: Техн. Ин-та (ф) СВФУ. 2015. С. 243–251.
20. Шварев С.В. Послеледниковые тектонические движения и формирование террас оз. Имандра (Кольский полуостров) // Геоморфология. 2003. № 4. С. 97–105.
21. Шенкман Е.Я. Геодинамическая карта Кольского полуострова. М-б 1:500000. Мингео СССР. НПО «Аэрогеология». МОМКАГЭ. 1991. 7 л.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 430–435

Уточнение оценок распределения температуры горных пород литосферы на основе данных глубинных электромагнитных зондирований

Шевцов А.Н. [1, 2]

[1] *Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, anshev2019-01@mail.ru*

[2] *Мурманский Арктический государственный университет (Апатитский филиал), Апатиты*

Аннотация. В работе на примере результатов глубинных электромагнитных зондирований с контролируемым источником и аудио-магнитотеллурических измерений экспериментов FENICS-2007, 2009 и 2014 представлена методика определения температуры горных пород земной коры и верхней мантии на основе решения обратной задачи электромагнитного зондирования для двухфазной модели электропроводности горных пород и с учетом лабораторных данных об электропроводности горных пород при высоких температурах (Пархоменко, Бондаренко, 1972). Зондирования с естественными и мощными контролируемыми источниками выполнены в пределах крупных плохо проводящих блоков литосферы, так называемых «окон прозрачности» с учетом влияния волновода «Земля-ионосфера» и влияния приповерхностных проводников (статического сдвига). Полученные кривые кажущегося сопротивления и фазы импеданса имеют преимущественно плавное изменение вдоль профилей наблюдений и это позволяет выполнять интерпретацию в рамках одномерных моделей. Моделирование температуры выполнено в предположении, что в пределах верхней части разреза (на глубинах менее 20-30 км) изменения удельного сопротивления с глубиной обусловлены влиянием пористости, проницаемости, влажности и минерализации поровых растворов. Для глубин более 20-30 км принято, что сопротивление нижней части земной коры и верхней мантии определяется, прежде всего, минеральным составом «сухих» горных пород, температурой и давлением. Изменение минерального состава литосферы с глубиной принято на основании априорных геологических оценок и сверхглубокого бурения. Моделирование распределения температуры по глубине выполняется на основе уравнения теплового баланса (Шафанда и др., 1987). Рассчитанные температурные модели сопоставлены с моделью (Глазнев, 2003), построенной по результатам комплексной интерпретации геофизических данных без учета результатов электромагнитных исследований.

Ключевые слова: электропроводность, электромагнитное зондирование, температура, тепловой поток.

Refinement of estimates of the temperature distribution of rocks in the lithosphere based on the data of deep electromagnetic sounding

Shevtsov A.N. [1, 2]

[1] *Geological Institute, KSC RAS, Apatity, anshev2019-01@mail.ru*

[2] *Murmansk Arctic State University (Apatity branch), Apatity*

Abstract. Using the results of deep electromagnetic sounding with a controlled source and audio-magnetotelluric measurements of the FENICS-2007, 2009 and 2014 experiments as an example, a technique is presented for determining the temperature of rocks in the earth's crust and upper mantle based on solving the inverse problem of electromagnetic sounding for a two-phase model of electrical conductivity of rocks and with taking into account laboratory data on the electrical conductivity of rocks at high temperatures (Parkhomenko, Bondarenko, 1972). Soundings with natural and powerful controlled sources were performed within large poorly conducting blocks of the lithosphere, the so-called «transparency windows», taking into account the influence of the «Earth-ionosphere» waveguide and the influence of near-surface conductors (static shear). The obtained curves of apparent resistivity and impedance phase have predominantly smooth variation along the observation profiles and this allows interpretation within the framework of one-dimensional models. Temperature modeling was carried out on the assumption that within the upper part of the section (at depths less than 20-30 km), changes in resistivity with depth are due to the influence of porosity, permeability, moisture and salinity of pore solutions. For depths of more than 20-30 km, it is assumed that the resistance of the lower part of the earth's crust and upper mantle is determined, first of all, by the mineral composition of «dry» rocks, temperature and pressure. The change in the mineral composition of the lithosphere with depth was taken on the basis of a priori geological estimates and superdeep drilling. The temperature distribution over depth is modeled on the basis of the heat balance equation (Shafanda et al., 1987). The calculated temperature models are compared with the model (Glaznev, 2003), built on the basis of the results of complex interpretation of geophysical data without taking into account the results of electromagnetic studies.

Key words: electrical conductivity, electromagnetic sensing, temperature, heat flux.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 430–435

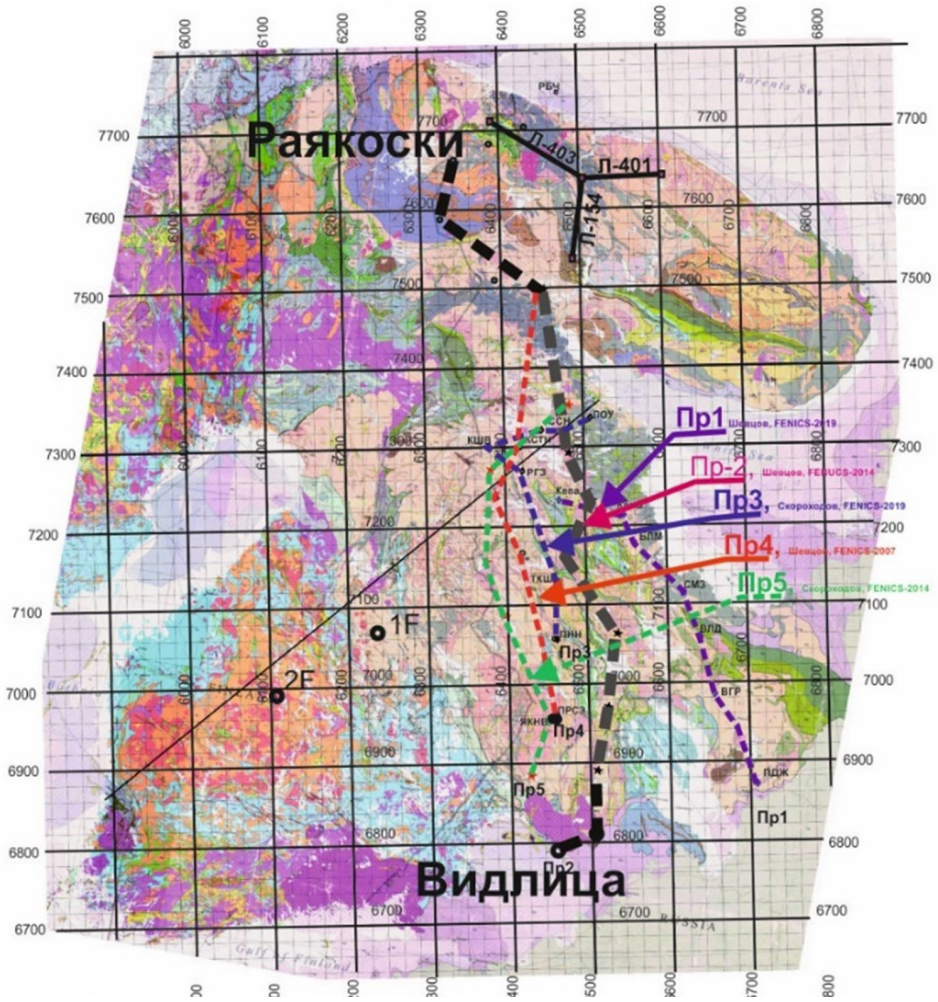


Рис. 1 Схема положения питающих линий и профилей экспериментов FENICS-2007, 2009, 2014 и 2019 и профиль Раякоски – Видлица.

Fig. 1. Location of sources lines and profiles of the experiments FENICS-2007, 2009, 2014, 2019 and profile Rayakosky – Vidlitsa.

Введение

В период 2004-2019 Геологическим институтом в тесном сотрудничестве с Центром физико-технических проблем энергетики Севера и при поддержке РФФИ, под руководством А.А. Жамалетдинова, организовано и проведено несколько этапов уникального эксперимента по использованию заземленных участков промышленных линий электропередачи в качестве контролируемого источника электромагнитного поля совместно с измерениями естественного аудио-магнитотеллурического поля для проведения глубинных зондирований литосферы восточной части Фенноскандинавского щита (эксперименты FENICS-2007, 2009, 2014 и 2019). Благодаря большой протяженности используемых участков ЛЭП 401 (109 км), ЛЭП 153/154 (105 км) и ЛЭП 403 (129 км) в ходе экспериментов удалось провести зондирование в диапазоне частот 0.382 – 200 Гц, на удалениях до 847 км от центра питающей линии (рис. 1).

Наряду с данными частотного и зондирования с дипольными установками в Центрально-Финляндском гранитоидном массиве, Енско-Ковдорском блоке (Жамалетдинов и др. 2017), а так же дистанционного и частотного зондирования на Мурманском блоке (Шевцов и др., 2017, Жамалетдинов и др., 2019) эксперименты FENICS подтвердили применимость модели «нормального» геоэлектрического разреза, впервые предложенной в 1998 году А.А. Жамалетдиновым для интерпретации результатов глубинного электромагнитного зондирования однородных по латерали плохо

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 430–435

проводящих древнейших блоков литосферы Фенноскандинавского щита. В этой, достаточно простой, пятислойной модели с промежуточным проводящим слоем дилатантно-диффузионной природы в интервале глубин 3-10 км с продольной проводимостью в 0.1-0.5 См и плохо проводящим слоем на глубинах 20-40 км с поперечным сопротивлением $5 \cdot 10^9$-10^{10} Ом м^2, глубже границы Мохо на глубинах 60-120 км наблюдается понижение удельного сопротивления обусловленное высокими значениями температуры (свыше 700 °С на глубине 100 км). При этом слои 1-3 можно представить как хрупкие, квазиупругие, в которых наблюдаются трещины и разломы заполненные флюидом метеорного происхождения, слои 4 и 5 квазипластичные – непроницаемые для флюидов.

Физические основы определения температуры по геоэлектрическим данным

Для интерпретации результатов на больших глубинах потребовалось привлечь имеющиеся данные по распределению температуры с глубиной и зависимости удельного сопротивления горных пород от температуры.

Более детальные оценки выполняются на основе расчетов уравнения теплового баланса с учетом тех или иных предположений о распределении источников энергии в Земле и о теплофизических свойствах отдельных ее слоев. После введения ряда упрощений (пренебрежение конвекцией, кривизной Земли, стационарное приближение) уравнение теплового баланса можно записать как:

$$\frac{\partial Q(z)}{\partial z} = q(z) \tag{1}$$

где $q(z)$ – коэффициент теплогенерации, измеряемый в единицах [мкВт/м^3], и $Q(z)$ – плотность теплового потока [Вт/м^2] на глубине z.

$$Q(z) = \lambda(z) \cdot G(z), \; G(z) = \frac{\partial T(z)}{\partial z}, \tag{2}$$

Здесь $\lambda(z)$ – теплопроводность, Вт/(м·°С) и $G(z)$ – геотермический градиент, °С /м.

Методы расчета температуры в Земле на основе уравнения теплового баланса различаются способами задания априорных сведений о теплогенерации и теплопроводности горных пород. В работе (Шафанда и др. 1987) для этой цели использована слоистая одномерная модель, в которой послойно определяются ·радиогенная генерация тепла, связанная со средним поверхностным тепловым потоком, изменяющимся с глубиной по экспоненциальному закону до глубины 120 км. Глубже радиоактивность мантии принята постоянной. Эффективная теплопроводность рассчитывается также по линейному закону, учитывающему рост ее с глубиной. Рассчитанная таким образом кривая распределения температуры с глубиной для областей с тепловым потоком 40 мВт/м^2 (среднее значение для Фенноскандинавского щита) приведена на рисунке 3 (кривая 4). В работе (Глазнев и др. 1987) предложен способ расчета теплогенерации на глубине с помощью сейсмических данных. Подход основан на использовании корреляционной зависимости между уменьшением теплотворной способности пород с глубиной $q(z)$ и увеличением скорости прохождения продольных волн Vp(z) относительно Vcp для верхней части коры. На рис. 3 представлена кривая изменения температуры с глубиной для Фенноскандинавского щита (кривая 6), рассчитанная на основе описанного подхода (Глазнев и др., 1987). Теплопроводность пород верхней части коры принята в пределах (1.5-3) Вт/(м °С). Наблюдается уменьшение теплопроводности с ростом температуры (10 % на каждые 100 °С) и увеличение ее с ростом основности (3.5 Вт/(м °С) на глубине 300 км).

Проводимость горных пород будем описывать в рамках двухфазной модели (Ваньян, 1997). При этом вмещающая порода – матрица, в порах которой находится проводящий флюид, имеет высокое удельное сопротивление. Электропроводность жидкой фазы определяется главным образом минерализацией, температурой и давлением. Для водного раствора связь минерализации и удельного сопротивления ρ приближенно может быть описана обратно-пропорциональной функцией концентрации концентрации соли С (г/л) в растворе (Алексанова и др., 2005):

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 430–435

$$\rho_S = \frac{K}{C} \tag{3}$$

Здесь K = const, зависит от химического состава – для поваренной соли K_{NaCl}=8 Ом м г/л. (Огильви, 1990)

В зависимости от температуры удельное сопротивление жидкой фазы при небольших давлениях определяется линейной зависимостью (Ваньян, 1997)

$$\frac{\Delta\rho_S}{\rho_{S18}} = \frac{\rho_S - \rho_{S18}}{\rho_{S18}} = -\alpha\left(t - 18^0 C\right) \tag{4}$$

Где величина $\alpha \approx 0.025$.

Электропроводность раствора при высоких Т-р параметрах имеет сложную нелинейную связь с температурой. Например, согласно (4) при температуре 400°С электропроводность может увеличиться более чем в 10 раз, однако если давление при этом не превышает 2 кБар, увеличение составит всего 5 раз. При этом (4) будет определять предельное максимальное изменение сопротивления.

Удельное сопротивление твердой фазы – вмещающей породы описывается законом Иоффе (Иоффе, 1974) –

$$\rho_M = \rho_0 \exp\left(\frac{E_a}{k_B T}\right) \tag{5}$$

где ρ_0 – предэкспоненциальный коэффициент, численно равный удельному сопротивлению горной породы при $T \to \infty$; E_a – энергия активации ионов, осуществляющих ток (в электрон-вольтах, 1 эВ=1.602·10^{-19} Дж); k_B – постоянная Больцмана (k_B = 1.38·10^{-23} Дж/град); T – абсолютная температура (К) по шкале Кельвина. Параметры ρ_0 и E_a определялись по данным измерений на сухих образцах (Пархоменко, 1965, Пархоменко, Бондаренко, 1972).

Суммарное сопротивление горной породы в верхней части разреза (Н<10 км) определялось по закону Арчи, для заданных параметров минерализации и температуры

$$\rho_{eff} = k_p^{-2} \cdot \rho_S \tag{6}$$

Теперь можно определять параметры модели земной коры по результатам решения обратной задачи для электромагнитных данных, например, по объединенной модели разреза электропроводности для магнитотеллурических (МТ) данных и данных, измеренных с контролируемым источником (CSAMT), при предполагаемой литологии и с учетом лабораторных данных для проводимости горных пород. Для этого, в одномерном случае, воспользуемся функционалом невязки (7) для измеренных значений логарифма кажущегося сопротивления $\lg\rho^1_{\omega j}$ и фазы – аргумента импеданса $\arg\left(Z^1_{\omega j}\right)$ для j-ой частоты ω_j и решением прямой задачи:

$$\begin{aligned} S(\rho) = &\sum_{j=1}^{N}\left(\lg\rho^0_{\omega j}(\rho) - \lg\rho^1_{\omega j}\right)^2 + \\ &+ \sum_{j=1}^{N}\left(\arg\left(Z^0_{\omega j}(\rho)\right) - \arg\left(Z^1_{\omega j}\right)\right)^2 = \min \end{aligned} \tag{7}$$

Здесь $\rho^0_{\omega j}$ – кажущееся сопротивление и $\arg\left(Z^0_{\omega j}(\rho)\right)$ – фаза импеданса, рассчитанные для модели геоэлектрического разреза $\rho(z)$. Минимизируем невязку (7) и определяем удельное сопротивление $\rho(z)$, на основе решения уравнения баланса (1) – при заданных граничных условиях на поверхности: плотность теплового потока $Q(0) = Q_0$ и температура $T(0) = T_0$, кроме того, полагая известной зависимость теплопроводности с глубиной и температурой: $\lambda(z) = \lambda_0(z, T)$. При этом

удельное сопротивление рассматривается как функционал заданных граничных условий, функции теплопроводности $\lambda(z) = \lambda_0(z,T)$ и температуры $T(z)$, которые уточняются в процессе минимизации невязки (7).

Профиль Раякоски – Видлица

Используя данные экспериментов FENICS-2009 и 2014 года, а также сведения по тепловому потоку путем сведения результатов одномерной инверсии в каждой из точек профиля построен геотермический профиль Раякоски – Видлица (рис. 1) в субмеридиональном направлении через Карело-Кольский участок Фенноскандинавского щита (рис. 2 а). На рисунке 2 б показан геотермический разрез для данного профиля, полученный путем интерполяции комплексной 3D модели В. Н. Глазнева построенной ранее (Глазнев, 2003).

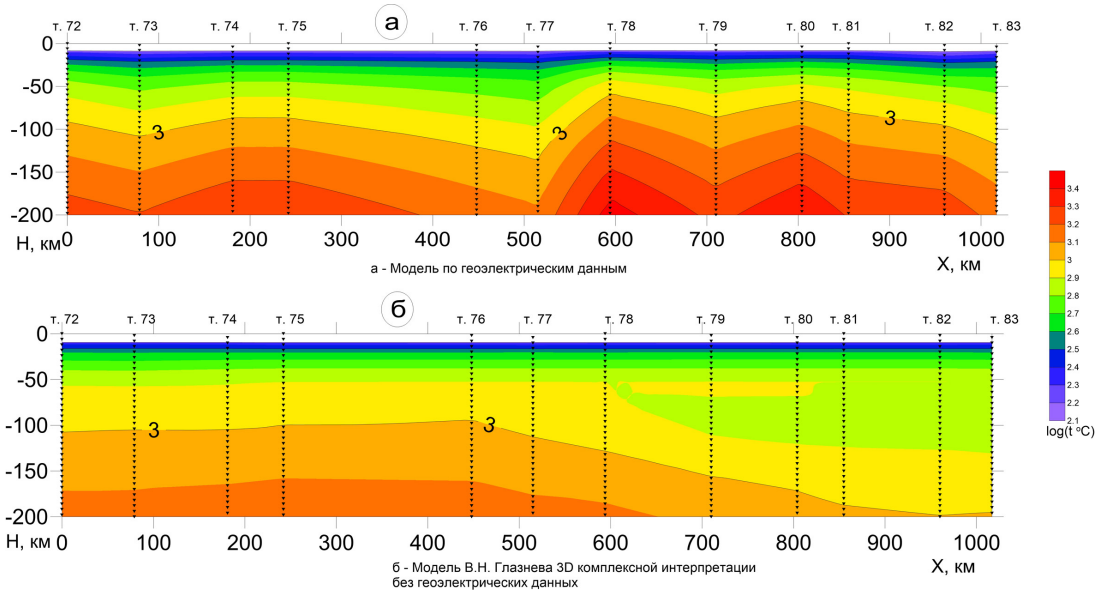


Рис. 2. Геотермический профиль Раякоски – Видлица. а – по результатам инверсии данных электромагнитных зондирований и теплового потока, б – по модели В.Н. Глазнева (Глазнев, 2003).

Fig. 2. Geothermal profile of Rayakoski – Vidlitsa. a – according to the results of inversion of the data of electromagnetic soundings and heat flux, b – according to the model of V.N. Glazneva (Glaznev, 2003).

Заключение

В статье представлен алгоритм оценки температурной зависимости от глубины с использованием информации, предоставленной a-priori об изменении электрической проводимости с глубиной (на основе результатов электромагнитных зондирований) и электрической проводимости и состава пород на глубине (на основе лабораторных данных и геологических предположений). Решение проблемы иллюстрируется на примере расчетов, выполненных для профиля Раякоски - Видлица. Информация об электропроводности получена по результатам электромагнитных зондирований с промышленными линиями электропередачи (эксперимент FENICS) и по измерениям магнитотеллурического поля в различных частях Фенноскандинского щита. Отмечается хорошее согласие построенного геотермического разреза с моделью В.Н. Глазнева в северной части профиля и существенные расхождения в южной части, которые возможно, обусловлены ограничениями одномерных моделей. Дальнейшее развитие предлагаемого подхода связано с использованием двумерных алгоритмов решения обратной задачи для данных электромагнитного зондирования, так и для решения уравнения баланса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 018-05-00528, а также в рамках госзадания Министерства образования и науки РФ – тема ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0052.

Литература

1. Алексанова Е.Д., Бобачев А.А., Большаков Д.К., Горбунов А.А., Иванова С.В., Куликов В.А., Модин И.Н., Пушкарев П.Ю., Хмелевской В.К., Шустов Н.Л., Яковлев А.Г. Электроразведка: Пособие по электроразведочной практике для студентов геофизических специальностей (под ред. В.К. Хмелевского, И.Н. Модина, А.Г. Яковлева). М. 2005. 311 с.
2. Ваньян Л.Л. Электромагнитные зондирования. М. Изд-во: Научный мир. 1997. 218 с. ISBN 5-89176-018-5.
3. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели фенноскандской литосферы. Апатиты. Изд-во: «КиМ». 2003. 252 с.
4. Иоффе А.Ф. Избранные вопросы. Механические и электрические свойства кристаллов. Т. 1. Ленинград. Изд-во: Наука. 1974. 326 с.
5. Огильви И.И. Основы инженерной геофизики. М. Изд-во: Недра. 1990. 501 с. ISBN 5-247-01414-6.
6. Жамалетдинов А.А., Велихов Е.П., Шевцов А.Н., Колобов В.В., Колесников В.Е., Скороходов А.А., Короткова Т.Г., Ивонин В.В., Рязанцев П.А., Бирулы М.А. Эксперимент «Ковдор-2015»: исследование параметров проводящего слоя дилатансно-диффузионной природы (Слой DD) в архейском кристаллическом фундаменте Балтийского щита. Доклады наук о Земле. 2017. Т. 474. С. 641–645. https://doi.org/10.1134/S1028334X17060095.
7. Жамалетдинов А.А., Велихов Е.П., Шевцов А.Н., СкороходовА.А., Колобов В.В., Ивонин В.В., Колесников В.В. Эксперимент «Мурман-2018» по дистанционному зондированию с целью исследования границы «непроницаемости» на переходе между хрупким и пластичным состояниями кристаллической земной коры // ДАН. 2019. Т. 486. № 3. С. 91–96.
8. Пархоменко Э.И. Электрические свойства горных пород. М. Изд-во: Наука. 1965. 164 с.
9. Пархоменко Э.И., Бондаренко А.Т. Электрическая проводимость пород при высоком давлении и температурах. Л. Изд-во: Недра. 1972. 279 с.
10. Шафанда Дж., Чермак В., Биодри Л. Методы расчета распределения глубины температур // Изучение литосферы с использованием геофизических методов. Ч. 2. Киев. 1987. С. 102–118.
11. Шевцов А.Н., Жамалетдинов А.А., Колобов В.В., Баранник М.Б. Частотное электромагнитное зондирование с промышленными ЛЭП на Карело-Кольском геотраверсе // Записки Горного института. 2017. Т. 224. С. 178–188. https://doi.org/10.18454/PMI.2017.2.178.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 436–440

Проявление Хатангско-Ломоносовской зоны разломов в дифференцированных геолого-геофизических показателях

Шипилов Э.В.
Полярный геофизический институт, Мурманск, shipilov@pgi.ru

Аннотация. Рассмотрено отражение Хатангско-Ломоносовской зоны разломов в спектре результатов полученных в ходе проведения исследований разнородными геолого-геофизическими методами. Проиллюстрирована связь зоны разломов с полосами градиентов распределения изолиний S-скорости как функции глубины, с повышенными значениями теплового потока, с особенностями распределением эпицентров землетрясений, а также с приуроченностью сиповых полей разгрузки метана.

Ключевые слова: Хатангско-Ломоносовская зона разломов, линеамент, волны Рэлея, тепловой поток, эпицентры землетрясений, метановые сипы.

Manifestation of the Khatanga-Lomonosov fault zone in differentiated geological and geophysical indicators

Shipilov E.V.
Polar Geophysical Institute, Murmansk, shipilov@pgi.ru

Abstract. The reflection of the Khatanga-Lomonosov fault zone in the spectrum of the results obtained in the course of research by different geological and geophysical methods is considered. The relationship of the fault zone with the bands of gradients of the distribution of S-velocity isolines as a function of depth, with increased values of the heat flow, with the peculiarities of the distribution of earthquake epicenters, as well as with the confinement of sip fields of methane unloading is illustrated.

Key words: Khatanga-Lomonosov fault zone, lineament, Rayleigh waves, heat flow, earthquake epicenters, methane seeps.

Введение

Тектонические элементы зоны сопряжения Лаптевоморской континентальной окраины с прилегающим глубоководным ложем Арктики перекрыты мощным осадочным чехлом мелкайнозойского возраста. Тем не менее, среди них только Хатангско-Ломоносовская окраинно-континентальная полоса разломов (ХЛЗ) получила отчетливое отражение в рельефе дна рассматриваемой континентальной окраины в виде наиболее заметного линеамента тяготеющего к бровке шельфа. Линеамент прослеживается из Хатангского залива в северо-восточном направлении в район сочленения хр. Ломоносова с континентальной окраиной.

Как показывает анализ структуры аномальных геофизических полей и результатов сейсмических исследований (Шипилов и др., 2019; 2020), ХЛЗ представлена серией эшелонированных или кулисообразно расположенных субпараллельных разломов различной амплитуды и комбинированной кинематики.

И в этой связи в дополнение к изложенным ранее характеристикам (Шипилов и др., 2019; Шипилов, Кириллова, 2020) следует добавить ее отображение в глубинной структуре и в других геофизических параметрах.

Геолого-геофизические характеристики ХЛЗ

Проведенный анализ групповых скоростей волн Рэлея в литосфере Арктики с построением схем распространения S-скорости как функции глубины (Corchete, 2019) показывает, что ХЛЗ находит отражение в появлении отчетливых полос градиентов распределения скоростей в диапазонах глубин около 10 км. Выше этого уровня, т.е. в верхней части осадочного чехла, таких градиентов не наблюдается, но они явно прорисовываются в интервалах, приуроченных к низам осадочного чехла, на уровне фундамента и вплоть до подошвы земной коры (рис. 1). По меньшей мере, это указывает на коровый ранг зоны разломов.

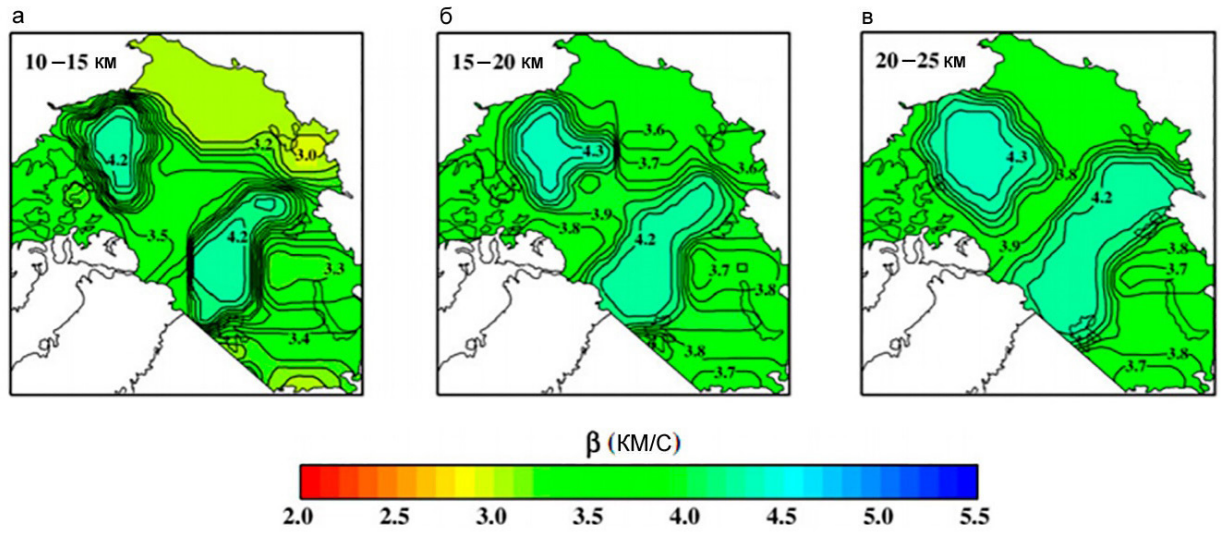


Рис. 1. Географическое распределение S-скорости как функции глубины. Интервал между изолиниями 0.1 км/с (Corchete, 2017).

Fig. 1. Geographic distribution of S-velocity as a function of depth. The contour interval is 0.1 km/s (Corchete, 2017).

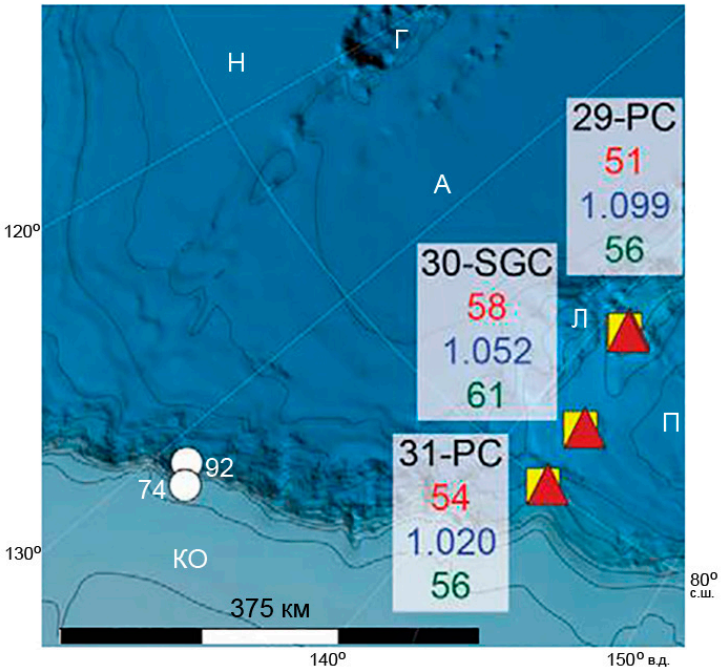


Рис. 2. Схема расположения станций замера теплового потока.

Показаны пункты измерения теплового потока (красные треугольники), по (O'Regan et al., 2016); желтые квадраты – грунтовые станции; тепловой градиент (цифры красным), средняя теплопроводность (цифры синим) и тепловой поток (цифры зеленым); пункты измерения теплового потока (белые кружки с цифрами), по (Stranne et al., 2016).

Обозначено: Н – котловина Нансена, Г – хр. Гаккеля, А – котловина Амундсена, Л – хр. Ломоносова, П – котловина Подводников, КО – континентальная окраина Евразии.

Fig. 2. Scheme of heat flow measurement stations.

Heat flow measurement points are shown (red triangles), after (O'Regan et al., 2016); yellow squares – ground stations; thermal gradient (numbers in red), average thermal conductivity (numbers in blue) and heat flux (numbers in green); heat flow measurement points (white circles with numbers), after (Stranne et al., 2016).

Designated: Н – Nansen basin, Г – ridge. Gakkel, А – Amundsen basin, Л – ridge. Lomonosov, П – Podvodnikov basin, КО – continental margin of Eurasia.

Немногочисленные станции измерения теплового потока, размещение которых попало в полосу влияния ХЛЗ в районе южного крайнего звена хр. Ломоносова (в зоне его контакта с прогибом Северным), демонстрируют небольшой, но заметный пик на профиле расположения станций (красные треугольники), связанный с тепловой аномалией: (56±6-53±11) – (**61±12)** – (56±6) mW/m^2 (O'Regan et al., 2016) (значения с севера на юг, рис. 2). Восточнее 130^o в.д. практически на бровке шельфа обращенной к котловине Амундсена две станции (белые кружки) зафиксировали значения от 74 до 92 mW/m^2 (Stranne et al., 2016).

Эпицентры землетрясений также зафиксированы вдоль рассматриваемой зоны разломов. На схеме, приведенной в работе (Имаева и др., 2007), ряд эпицентров за период 1909-2003гг располагается непосредственно в полосе ХЛЗ, начиная от о-ва Песчаный (устье Хатангского залива) и далее на бровке шельфа восточнее осевой зоны хр. Гаккеля (рис. 3 а).

Из другой, более обновленной схемы (рис. 3 б) (Богоявленский, 2019) следует, что концентрация и интенсивность землетрясений заметно выше к юго-западу от места пересечения ХЛЗ с продолжением осевой линии хр. Гаккеля. В этой части ХЛЗ сейсмичность тяготеет к ее тыловому ограничению, доходя до устья Хатангского залива. Тогда как на северо-восточном фланге ХЛЗ эпицентры землетрясений проявились вдоль внешней стороны рассматриваемой зоны разломов, практически на склоне котловины Амундсена, протягиваясь до хр. Ломоносова, но их интенсивность заметно слабее, чем отмеченных выше. Такое распределение в локализации эпицентров относительно ХЛЗ, как видно, напоминает пропеллерообразный характер. Это свидетельствует о различиях в современной геодинамической активизации юго-западного (Западно-Лаптевский рифтогенный бассейн) и северо-восточного фланга зоны разломов (обращенного к котловине Амундсена), обусловленной дисимметрией в развитии южного (прилаптевоморского) отрезка осевого спредингового центра хр. Гаккеля. Подтверждением этому служат как локализация очагов землетрясений, так и фокальные механизмы отдельных землетрясений, приведенные на схеме сейсмотектоники (Имаева и др., 2017). Однако следует подчеркнуть, что высказанные соображения о локализации землетрясений основаны на данных весьма редкой сети сейсмологических станций, а потому с ограниченной зоной охвата территорий, по причине чего большая часть арктического региона (включая шельф Восточной Арктики), ошибочно считается «немой» в отношении сейсмичности (Богоявлен-

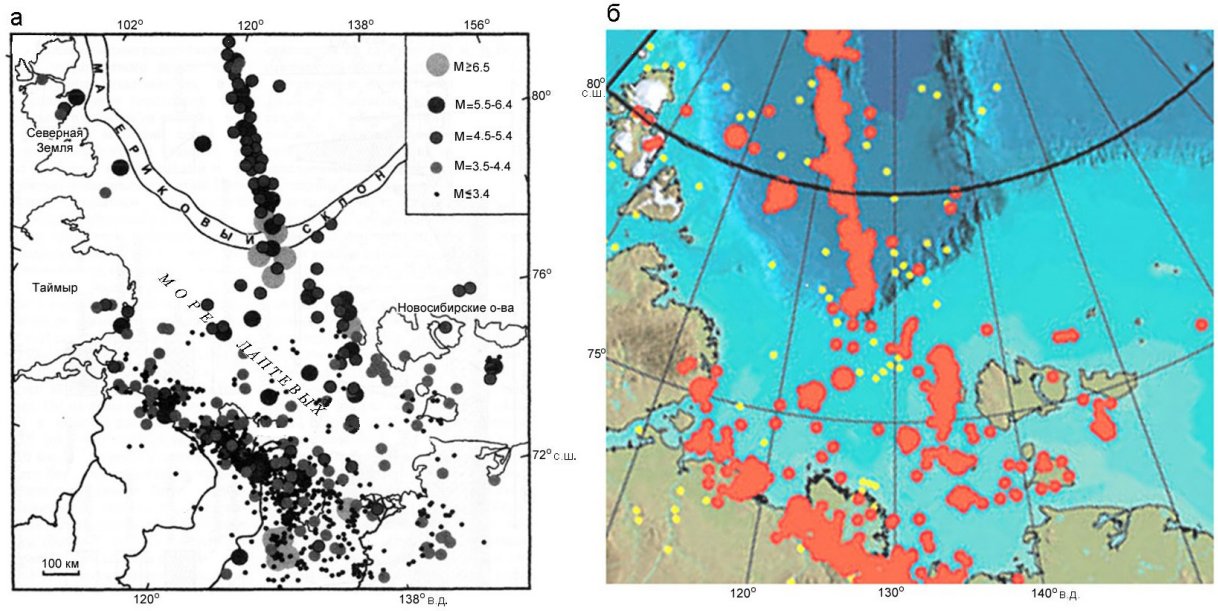


Рис. 3 а, б. Схемы эпицентров землетрясений шельфа моря Лаптевых и прилегающих районов. а) – за 1909-2003 гг. с M = 3.4-7.0 по (Имаева и др., 2007). б) – карта землетрясений по (Богоявленский, 2019).

Fig. 3 a, b. Diagrams of earthquake epicenters on the Laptev Sea shelf and adjacent areas. a) – for 1909-2003 years with M = 3.4-7.0 to (Imaeva et al., 2007). b) – earthquake map according to (Bogoyavlensky, 2019).

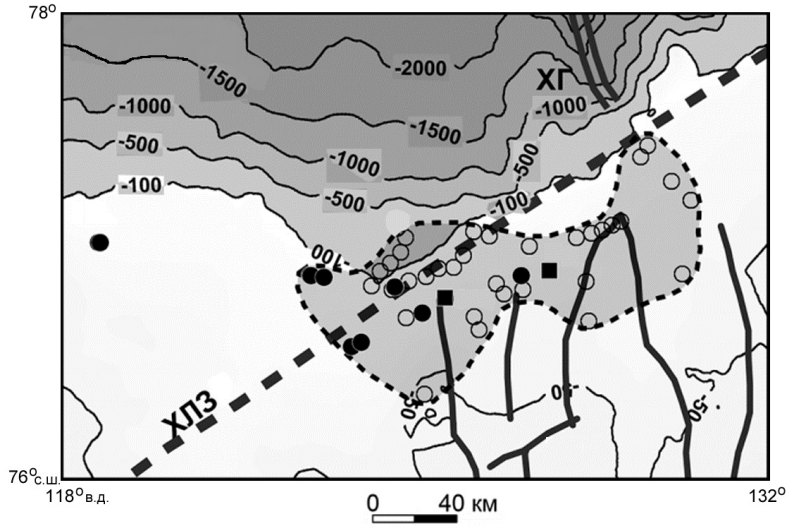


Рис. 4. Область проявления метановых сипов (пунктирный контур) на батиметрической схеме моря Лаптевых и некоторые разломы по (Баранов и др., 2019). ХЛЗ – Хатангско-Ломоносовская зона разломов, ХГ – хребет Гаккеля.

Fig. 4. Area of occurrence of methane seeps (dotted contour) on the bathymetric scheme of the Laptev Sea and some faults after (Baranov et al., 2019). ХЛЗ – Khatanga-Lomonosov fault zone, ХГ – Gakkel ridge.

ский, 2019; Рогожин и др., 2015). Естественно, что такое упрощенное восприятие представлений о сейсмичности не позволяет объективно подойти к оценке сейсмотектонических событий.

Имеющиеся данные по расположению сиповых полей разгрузки метана и выделение их общего ареала распространения размером 190 × 90 км (Баранов и др., 2019; Сергиенко и др., 2012) показывают приуроченность последнего не столько к району проникновения хр. Гаккеля в пределы Лаптевоморской континентальной окраины, сколько его тяготение к выше отмеченным полям концентраций эпицентров землетрясений локализованным вдоль юго-западного фланга ХЛЗ (рис. 4). Таким образом, не исключено, что сосредоточенные здесь эпицентры землетрясений (рис. 3) могут выступать в качестве триггера сиповой разгрузки метана, учитывая многочисленность проявлений этих процессов в Восточной Арктике (Масуренков и др., 2013; Сергиенко и др., 2012 и др.).

Заключение

Интерпретационный анализ материалов сейсмических исследований (Шипилов и др., 2019; 2020) показывает, что наиболее активные сдвиговые смещения по ХЛЗ происходили в меловое – раннекайнозойское время. После этого спрединг в Евразийском бассейне упал до медленного и ультрамедленного (Лобковский и др., 2020) и движения по ХЛЗ практически незаметны, но судя по рисунке 3, сопровождаются слабой сейсмичностью на СВ фланге этой зоны в котловине Амундсена. Тогда как ЮЗ фланг ХЛЗ отличается повышенной сейсмичностью, что подчеркивается выявленной современной геодинамической активизацией (Баранов и др., 2018), характеризующейся горизонтальными сдвиговыми смещениями.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что, несмотря на ультрамедленный спрединг в Евразийском бассейне, ХЛЗ находит отражение не только в данных батиметрии и потенциальных геофизических полях, но и подтверждается материалами глубинных исследований литосферы, сейсмологическими наблюдениями, приуроченностью сиповых полей разгрузки метана и, хотя и не многочисленными, теплометрическими показателями.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-70012, код «Ресурсы Арктики».

Литература

1. Баранов Б.В., Лобковский Л.И., Дозорова К.А., Цуканов Н.В. Система разломов контролирующих метановые сипы на шельфе моря Лаптевых // ДАН. 2019. Т. 486. № 3. С. 354–358. DOI: https://doi.org/10.31857/S0869-56524863354-358.
2. Баранов В. Б., Флинт М. В., Римский-Корсаков Н. А. и др. Структурные свидетельства современной активности Хатангско-Ломоносовской зоны разломов в море Лаптевых // ДАН. 2018. Т. 480. № 3. С. 344-347. DOI: 10.7868/S0869565218150185.
3. Богоявленский В.И. Формирование залежей углеводородов в верхней части разреза и кратеров выбросов газа // Нефтегаз. 2019. № 1(85). С. 48–55.
4. Имаева Л.П., Гусев Г.С., Имаев В.С. и др. Геодинамическая активность новейших структур и поля тектонических напряжений северо-востока Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 737–768. DOI:10.5800/GT-2017-8-4-0315.
5. Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М. и др. Новейшие структуры, стратиграфия квартера и современная геодинамика территории арктического сектора прибрежно-шельфовой зоны Северного Верхоянья (северо-восток Якутии) // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2007. № 67. С. 6–19.
6. Лобковский Л.И., Кононов М.В., Шипилов Э.В. Геодинамические причины возникновения и прекращения кайнозойских сдвиговых деформаций в Хатанга-Ломоносовской разломной зоне (Арктика) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 82–87. DOI: 10.31857/S2686739720050102.
7. Масуренков Ю.П., Слёзин Ю.Б., Собисевич А.Л. Газовые шлейфы у острова Беннетта // Изв. РАН. Серия географическая. 2013. № 3. С. 86–95.
8. Рогожин Е.А., Антоновская Г.Н., Капустян Н.К. Современное состояние и перспективы развития системы сейсмического мониторинга Арктики // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015. Т. 42. № 1. С. 58–69.
9. Сергиенко В.И., Лобковский Л.И., Семилетов И.П. и др. Деградация подводной мерзлоты и разрушение гидратов шельфа морей Восточной Арктики как возможная причина «метановой катастрофы»: некоторые результаты комплексных исследований 2011 года // ДАН. 2012. Т. 446. № 3. С. 330–335.
10. Шипилов Э.В., Кириллова Т.А. Тектоника зоны сочленения Евразийского бассейна и хребта Ломоносова с континентальной окраиной Сибири // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2020. № 17. С. 563–567. DOI: 10.31241/FNS.2020.17.109.
11. Шипилов Э.В., Лобковский Л.И., Кириллова Т.А. О тектоно-геодинамических взаимоотношениях Евразийского бассейна и хребта Ломоносова с континентальной окраиной Сибири по новым сейсмическим данным // Арктика: экология и экономика. 2020. № 4(40). С. 34–42. DOI: 10.25283/2223-4594-2020-4-34-42.
12. Шипилов Э.В., Лобковский Л.И., Шкарубо С.И. Хатангско-Ломоносовская зона разломов: строение, тектоническая позиция, геодинамика // Арктика: экология и экономика. 2019. № 3 (35). С. 47–61. DOI: 10.25283/2223-4594-2019-3-47-61.
13. Corchete V. 3D imaging of the crust and upper mantle beneath the Arctic Ocean from Rayleigh-wave group-velocity analysis // Geological Journal. 2019. 54. P. 1–9. DOI: 10.1002/gj.3151.
14. O'Regan M., Preto P. , Stranne C. et al. Surface heat flow measurements from the East Siberian continental slope and southern Lomonosov Ridge, Arctic Ocean // Geochem. Geophys. Geosyst. 2016. 17. P. 1–15. DOI: 10.1002/2016GC006284.
15. Stranne C., O'Regan M., Dickens G. R. et al. Dynamic simulations of potential methane release from East Siberian continental slope sediments // Geochem. Geophys. Geosyst. 2016. V. 17. P. 872–886. DOI:10.1002/2015GC006119.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 441–446

Дайковый пояс на севере Западно-Арктической платформы по геофизическим данным

Шипилов Э.В. [1], **Шкарубо С.И.** [2]
[1] *Полярный геофизический институт, Мурманск, shipilov@pgi.ru*
[2] *Морская арктическая геологоразведочная экспедиция, Мурманск, sergeysh@mage.ru*

Аннотация. Совместный анализ магнитометрических и сейсморазведочных данных позволил высказать соображения о продолжении полосы даек архипелага Земля Франца-Иосифа через бассейн Святой Анны в пределы Северо-Карского шельфа. Этот дайковый пояс имеет дискордантные соотношения со структурно-тектоническим планом Свальбардской плиты, трога Святой Анны и Карской (Северо-Карской) плиты. Проявления дайкового магматизма проиллюстрировано на сейсмических разрезах пересекающих положительные магнитные аномалии как регионального, так и локального уровня. Резко наложенный характер раннемелового дайкового пояса по отношению к основным тектоническим элементам севера Западно-Арктической платформы указывает на отсутствие связей пояса с развитием тех или иных ее впадин и прогибов. Это приводит к выводу о том, что образование рассматриваемого дайкового пояса обусловлено более глобальными геодинамическими причинами по нашим представлениям связанными со становлением структурной системы Арктического бассейна.

Ключевые слова: Земля Франца-Иосифа, Свальбардская плита, трог Святой Анны, Карская плита, Северная Земля, магнитные аномалии, сейсмический разрез, дайковый пояс, Арктический бассейн.

Dyke belt in the north of the West Arctic platform according to geophysical data

Shipilov E.V. [1], **Shkarubo S.I.** [2]
[1] *Polar Geophysical Institute, Murmansk, shipilov@pgi.ru*
[2] *Marine Arctic geological exploration expedition, Murmansk, sergeysh@mage.ru*

Abstract. A joint analysis of magnetometric and seismic data made it possible to formulate considerations about the continuation of the Franz Josef Land archipelago dike strip through the St. Anna Basin into the North Kara shelf. This dike belt has discordant relationships with the structural-tectonic plan of the Svalbard Plate, St. Anne's Trough, and the Kara (North Kara) Plate. Manifestations of dike magmatism are illustrated in seismic sections crossing positive magnetic anomalies at both regional and local levels. The sharply superimposed character of the Early Cretaceous dike belt in relation to the main tectonic elements of the north of the West Arctic Platform indicates the absence of links between the belt and the development of certain depressions and troughs. This leads to the conclusion that the formation of the considered dike belt is due to more global geodynamic reasons, in our opinion, associated with the formation of the structural system of the Arctic basin.

Keywords: Franz Josef Land, Svalbard plate, St. Anna's trough, Kara plate, Severnaya Zemlya, magnetic anomalies, seismic section, dyke belt, Arctic basin.

Введение

Наибольший объем информации о дайковом поясе получен при изучении арх. Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) и его шельфового обрамления. Архипелаг и прилегающий шельф в магнитном поле отчетливо представлен полосовыми аномалиями СЗ-ЮВ простирания (рис. 1). Эти аномалии однозначно совпадают с дайками различной мощности и протяженности и подводящими магматическими каналами, адаптированными к разломам соответствующей ориентировки (Шипилов и др., 2018). Результаты бурения трех параметрических скважин на островах и изучения обнажений показывают наличие в разрезах многочисленных тел базальтоидов в виде силлов, даек, штоков, покровов, а также вулканогенно-осадочных комплексов (Кораго и др., 2018; Шипилов, Карякин, 2011; Шипилов, Лобковский, 2016). Полученные нами $^{40}Ar/^{39}Ar$ – методом определения абсолютного возраста нескольких даек в центре арх. ЗФИ (о. Хейса) показали значения в диапазоне 138 – 133 – 125 млн. лет (валанжин – баррем) (Шипилов, Карякин, 2011). На юго-восточном шельфовом обрамлении ар-

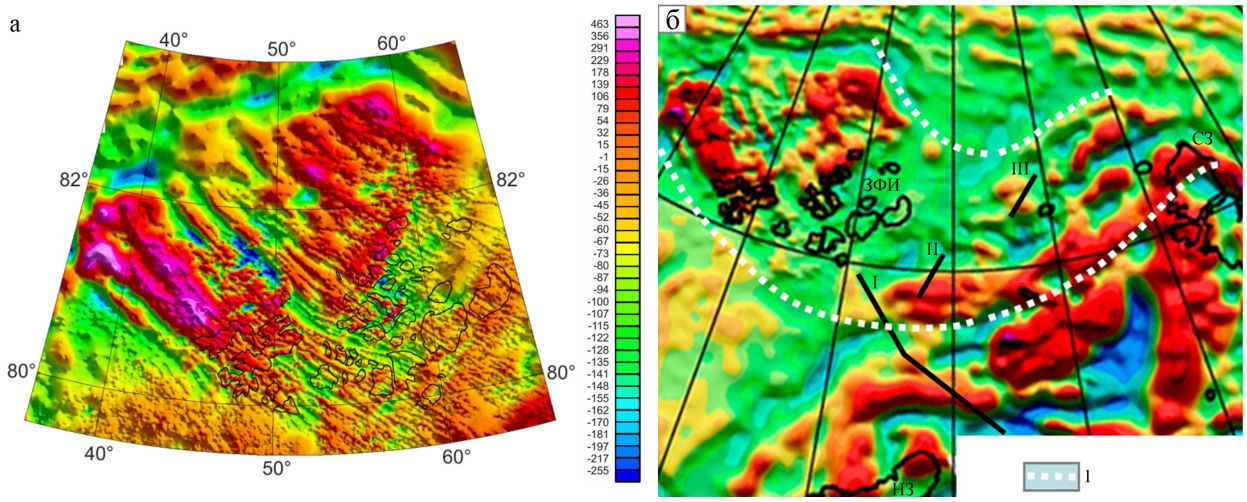


Рис. 1. а – карта магнитных аномалий арх. Земля Франца-Иосифа и прилегающего шельфа и шкала интенсивности аномалий, нТл (ПМГРЭ); б – положение линий сейсмических разрезов (I, II, III) на уменьшенной генерализованной карте магнитных аномалий. 1 – пунктирные линии – контуры пояса даек арх. Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) и его возможное продолжение в пределах континентальной окраины Карского моря. СЗ – Северная Земля, НЗ – Новая Земля.

Fig. 1. a – map of magnetic anomalies of arch. Franz Josef Land and adjacent shelf and anomaly intensity scale, nT (PMGRE); b – the position of the lines of seismic sections (I, II, III) on a reduced generalized map of magnetic anomalies. 1 – dashed lines – contours of the dike belt of arch. Franz Josef Land (ЗФИ) and its possible continuation within the continental margin of the Kara Sea. СЗ – Severnaya Zemlya, НЗ – Novaya Zemlya.

хипелага, в 45 км к востоку от о-ва Сальм (по 80° с. ш.) зафиксирована и опробована дайка с возрастом 120-121.9±4.8 млн. лет (Пискарев и др., 2009), что дает основание считать эти оценки характерными в целом для всего пояса. Все эти данные в совокупности с морскими геофизическими исследованиями, проведенными в последние годы в северной части Баренцево-Карской континентальной окраины, позволили в общих чертах наметить продолжение раннемелового пояса даек со Свальбардской плиты далее на восток в пределы Карской. Трассирование этого пояса базировалось на прослеживании согласованных положительных аномалий магнитного поля.

Материалы региональной сети сейсморазведки МОВ ОГТ (МАГЭ), линии разрезов которой пересекают эти аномалии, в ряде случаев (в зависимости от параметров объекта и разрешающей способности сейсмики) подтверждают наличие даек. Об этом свидетельствуют и пики на графиках кривых аномального магнитного поля, размещенные над сейсмическими разрезами. Однако, следует заметить, что определенный «сглаживающий» эффект в уровни положительных аномалий вносят многочисленные пластовые тела силлов, особенно распространенные на шельфовом обрамлении ЗФИ, но не всегда выраженные на сейсмических разрезах.

Северная часть Карского моря все еще остается слабо изученным в геолого-геофизическом отношении регионом, в том числе и в плане проявлений позднемезозойского магматизма. Отметим, что на островах арх. Северная Земля не исключен меловой возраст субширотно ориентированных даек габбро-долеритов, занимающих, как отмечается (Кузьмин и др., 2010) «резко секущее по отношению к основным геологическим структурам положение». Но конкретные определения возраста этих образований не приводятся.

Интерпретация сейсмических разрезов

На рисунке 2 *а* в волновой картине иллюстрируемого разреза по интервалам колонн нарушенной сейсмической записи довольно отчетливо выделяются две группы объектов локализованных в пределах контуров закартированных положительных аномалий магнитного поля.

Первая группа, судя по всему, обусловленная телами даек, зафиксированная в северо-западной части разреза, расположена в непосредственной близости от ЗФИ и сопровождается горизонтами

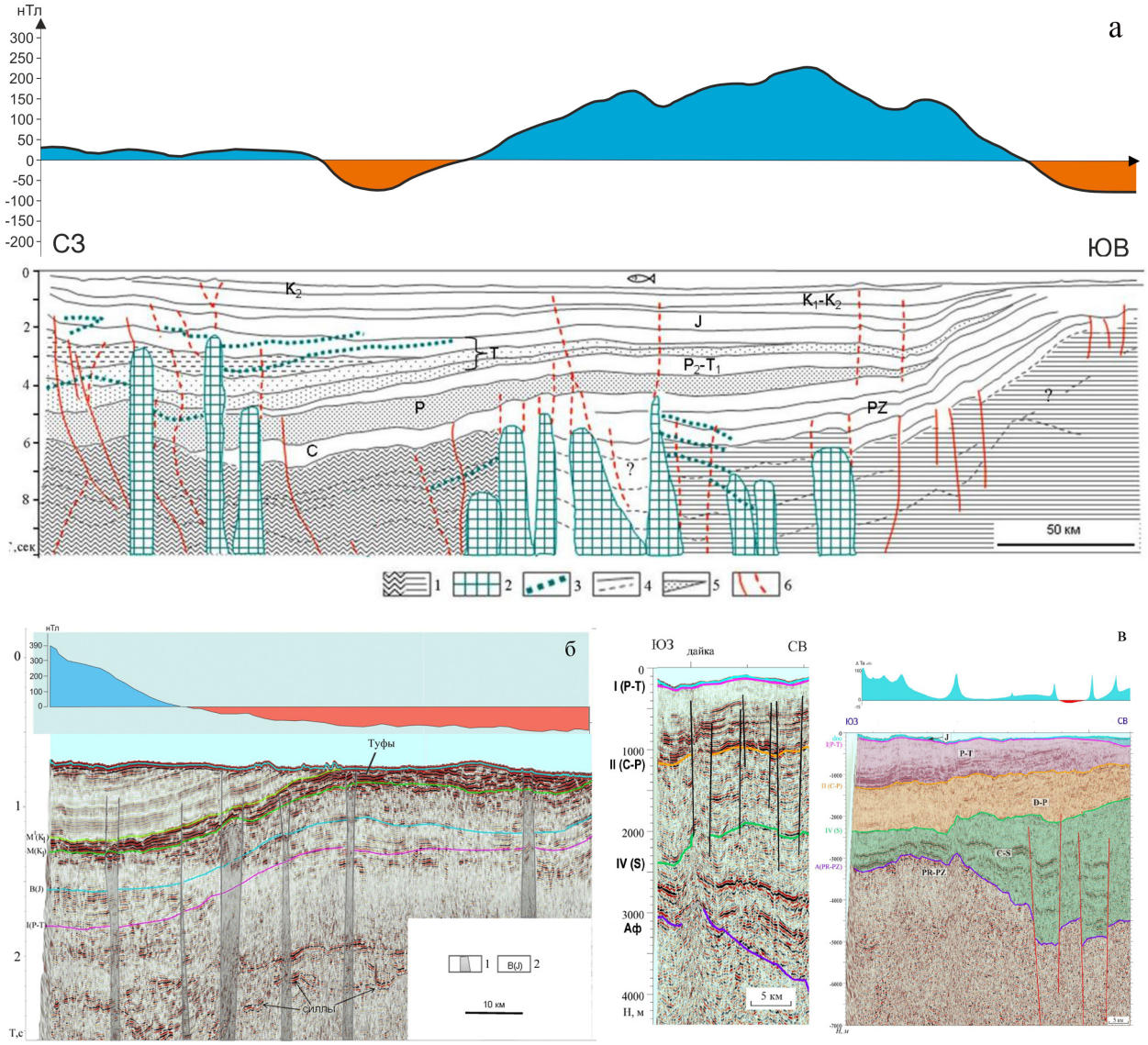


Рис. 2. Интерпретированные разрезы.

а – фрагмент сейсмогеологического разреза ВК-111 по линии 4 (положение на рис. 1 – линия I) через желоб Святой Анны. 1 – акустический фундамент, 2 – интервалы разреза с нарушенной волновой картиной и деформациями вмещающих пород, обусловленными внедрением даек и их комплексов (?), 3 – силлы, 4 – основные и прочие отражающие горизонты (границы сейсмокомплексов), 5 – сейсмокомплексы выклинивания, 6 – разломы и зоны трещиноватости.

б – фрагмент временного сейсмического разреза AN 1603 по линии II (положение на рис. 1) в западной прибортовой зоне трога Святой Анны иллюстрирующий проявления интрузивного магматизма в виде даек (в т.ч. не проявленных в магнитном поле в виду малой мощности) и силлов в верхней части осадочного чехла.

1 – интервалы нарушенной сейсмической записи, обусловленной влиянием даек, 2 – сейсмостратиграфическая привязка основных отражающих горизонтов: I(P-T) – вблизи кровли триаса, B(J) – вблизи кровли юры, M(K1) – в отложениях барремского яруса нижнего мела, M’(K1) – в отложениях аптского яруса нижнего мела.

в – глубинный сейсмический разрез AN 1636 по линии III (положение рис. 1) на восточном борту желоба Святой Анны (западнее о-ва Ушакова, шельф Карского моря). Слева его увеличенный фрагмент, иллюстрирующий интервал сейсмической записи отражающей дислокационное воздействие внедрения дайки на вмещающие комплексы осадочного чехла. Сейсмостратиграфическая привязка отражающих горизонтов: Аф – акустический фундамент, IV(S) – вблизи кровли силурийских отложений, II(C-P) – кровля карбонатного комплекса каменноугольно-пермского возраста.

Fig. 2. Interpreted sections.
а – fragment of the seismic-geological section BK-111 along line 4 (position in fig. 1 – line I) through the St. Anna Trough. 1 – acoustic basement, 2 – intervals of the section with a disturbed wave pattern and deformations of host rocks caused by the intrusion of dikes and their complexes (?), 3 – sills, 4 – main and other reflecting horizons (boundaries of seismic complexes), 5 – pinch-out seismic complexes, 6 – faults and fracture zones.
б – fragment of the time seismic section AN 1603 along line 5 (position in fig. 1) in the western near-belt zone of the St. Anna Trough illustrating the manifestations of intrusive magmatism in the form of dikes (including those not manifested in a magnetic field due to a small thickness) and sills in the upper part of the sedimentary cover.
1 – intervals of the disturbed seismic record caused by the influence of dikes, 2 – seismostratigraphic referencing of the main reflecting horizons: I (P-T) – near the top of the Triassic, B (J) – near the top of the Jurassic, M (K1) – in the deposits of the Barremian stage of the Lower Cretaceous, M '(K1) – in the deposits of the Aptian stage of the Lower Cretaceous.
в – deep seismic section AN 1636 along line III (position fig. 1) on the eastern side of the St. Anna Trough (west of Ushakov Island, shelf of the Kara Sea). On the left is an enlarged fragment illustrating the interval of the seismic record reflecting the dislocation effect of the intrusion of the dike on the host complexes of the sedimentary cover. Seismic stratigraphic referencing of reflecting horizons: Аф – acoustic basement, IV (S) – near the top of the Silurian deposits, II (C-P) – the top of the carbonate complex of the Carboniferous-Permian age.

силлов. Над головной оконечностью даек сформированы под воздействием внедрения интрузий антиклинальные формы в перекрывающих отложениях осадочного чехла. При этом последние сопровождаются нарушениями, либо зонами трещиноватости, которые проникают в меловые отложения, отражая, таким образом, разгрузку напряжений.

Вторая группа объектов, отображенная в центральной части разреза, находится за пределами предполагаемого нами мелового пояса и их головные части затрагивают лишь верхнепалеозойские комплексы отложений. Эта группа отличается значительно большей концентрацией объектов и преувеличенными их размерами, а также локализацией вблизи депоцентра бассейна Св. Анны где зафиксирована отрицательная аномалия гравитационного поля в редукции Буге. О масштабах влияния этих «тел» на структуру бассейна можно судить не только по локальным деформациям над их головными частями, но и, в целом, по сформированной над этой группой довольно значительной по размерам антиформы в перекрывающих отложениях. Природа этих образований, учитывая их размеры, остается не ясной, несмотря на то, что они связаны со значительной по масштабам и интенсивности положительной магнитной аномалией. Можно предположить, что они связаны с P-T тектономагматическими событиями. К тому же следует учитывать возможное искажение размера этих деформационных колонн в сторону увеличения в связи с тем, что линия разреза пересекает простирание магнитной аномалии под острым углом. Следует также заметить, что зона «внедрения» рассматриваемой группы образований является разделом различных по облику отражений блоков акустического фундамента.

На рисунке 2*б* сейсмический разрез, в отличие от предыдущего, пересекает продолжающиеся с ЗФИ дайки, судя по структуре магнитного поля, практически ортогонально их простиранию. Отчетливо видно, что головные части даек «упираются» в комплекс отложений, представленный по нашему мнению вулканогенно-осадочными образованиями аптского яруса нижнего мела. Деформированность этих отложений над головами даек свидетельствует о том, что дайки воздействовали на них по образу и подобию поршня, выталкивая кверху по разломам. Следует заметить, что описываемый разрез расположен над крупной и интенсивной положительной аномалией магнитного поля маркирующей южное ограничение пояса даек, и выделенная серия объектов однозначно отражает магматическую природу этой аномалии.

Фрагмент глубинного сейсмического разреза на рисунке 2*в* расположен над локализованной положительной магнитной аномалией в пределах Карской плиты западнее о. Ушакова. Зафиксированная в волновой картине наиболее заметная магматическая интрузия как нельзя лучше характеризует весь набор черт свойственный дайкам отображаемым на сейсмических разрезах. Хорошо заметно, что это магматическое тело прорывает акустический фундамент, нарушает прослеживание

осей синфазности и деформирует примыкающие сейсмические границы в осадочном разрезе. Вместе с тем в рассматриваемом интервале сейсмической записи имеют место «засвеченные» участки, а над головной частью интрузии, ограниченной нарушениями, отмечается облекающий и выпуклый облик перекрывающих горизонтов осадочного чехла. Указанная дайка отчетливо идентифицируется пиком на графике кривой аномального магнитного поля.

На дальнейшее продолжение пояса даек в северной части Карской плиты указывают цепочки положительных магнитных аномалий, которые по мере их прослеживания к северо-востоку начинают изменять свои простирания на субширотные. На границе с котловиной Нансена аномалии, судя по положению их заключительных фрагментов, плавно разворачиваются в юго-восточном направлении, теряют свою выразительность и, по существу, срезаются бортовой зоной океанической впадины. Однако в южном сегменте Евразийского бассейна наблюдаются, видимо, остаточные магнитные аномалии юго-восточной ориентировки. Они сохранились на сильно растянутых блоках континентального фундамента и вступают в диссонанс с линейными магнитными аномалиями, сопровождающими развитие осевого спредингового центра хребта Гаккеля.

Заключение

Ширина предполагаемого дайкового пояса арх. ЗФИ соответствует ширине этого сводово-блокового поднятия и составляет ~ 400 км, а в пределах Карской плиты испытывает сужение в 1.5 раза. Общая протяженность пояса по дуге составляет порядка 900-1000 км.

Особенностью расположения предполагаемого дайкового пояса является отсутствие соподчиненности в его соотношениях с элементами структурно-тектонического плана как в пределах Свальбардской плиты, так и Карской, включая и трог Св. Анны. При этом при переходе от одной плиты к другой дайковый пояс, как показывают магнитные аномалии, испытывает разворот с юго-восточного простирания (дайки ЗФИ) на северо-восточное. Этот дугообразный изгиб пояс претерпевает при пересечении зоны разломов в пограничной структуре трога Св. Анны.

Следует отметить и такую характерную для дайкового пояса особенность как снижение интенсивности связанных с ним аномалий в магнитном поле при прослеживании с запада на восток, что связано с заглублением магнитоактивных тел. Не смотря на мощные эрозионные процессы при кайнозойском аплифте, а также экзарационную деятельность, на ряде островов ЗФИ дайки отчетливо экспонируются на дневной поверхности, а иногда даже в рельефе дна окружающего шельфа. В прогибе Св. Анны и в пределах Карской плиты дайки находятся на глубине соответственно от первых километров до 6-7 километров. Но как показывают результаты геологических съемок, аналогичные по форме проявления интрузии базальтоидов обнаруживаются на о-вах Северной Земли и не исключается их меловой возраст (Кузьмин и др., 2000; Кораго и др., 2018).

Резко наложенный характер раннемелового дайкового пояса по отношению к структурно-тектоническому плану севера Западно-Арктической платформы указывает на отсутствие связей пояса с развитием тех или иных ее впадин и прогибов. Это приводит к выводу о том, что образование рассматриваемого дайкового пояса обусловлено более глобальными геодинамическими причинами по нашим представлениям связанными со становлением структурной системы Арктического бассейна. Сопоставляя дайковые пояса Канадского Арктического архипелага, континентальных окраин Баренцево-Карского и, по всей видимости, Восточно-Сибирского региона, достаточно очевидно, что они образуют общий дугообразный контур, обозначивший площадь динамического воздействия мантийного плюма на литосферу Арктики. Со стороны Баренцево-Карской окраины дайковый пояс ограничивает возникновение субсогласных с ним зон разрыва и дальнейшего отчленения сегментов литосферы. С двух других сторон, – Гренландско-Североамериканской и Сибирско-Чукотской, рассматриваемые пояса даек сопрягаются с зонами сдвигов. В конечном итоге это привело к обособлению, на соответствующем этапе геодинамической эволюции, Амеразийской микроплиты и ее перемещению по направлению к тихоокеанской зоне субдукции.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-70012 по программе «Ресурсы Арктики».

Литература

1. Кораго Е.А., Столбов Н.М., Проскурнин В.Ф. Магматические комплексы островов западного сектора Российской Арктики . СПб. Изд-во: ВНИИОкеангеология. 2018. С. 74–100.
2. Кузьмин В.Г., Авдюничев В.В., Гавриш А.В. и др. Северная Земля. Геологическое строение и минерагения. СПб. Изд-во: ВНИИОкеангеология. 2000. 187 с.
3. Пискарев А.Л., Хойнеман К., Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Бахтадзе В., Алексютин М. Магнитные параметры и вариации состава магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Физика Земли. 2009. № 2. С. 66–83.
4. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Баренцевоморская магматическая провинция: геолого-геофизические свидетельства и новые результаты определения 40Ar/39Ar возраста // ДАН. 2011. Т. 439. № 3. С. 376–382. DOI: 10.1134/S1028334X11070270.
5. Шипилов Э.В., Лобковский Л.И. Позднемезозойский плюмовый магматизм Арктического региона: геохронология, фазы и геодинамические обстановки проявления // Арктика: экология и экономика. 2016. № 2 (22). С. 72–81.
6. Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Митяев М.В. Тектоника Земли Франца-Иосифа и прилегающего шельфа // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018. № 15. С. 396–400. DOI: 10.31241/FNS.2018.15.100.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 447–453

Исследование разреза Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 радиоактивными методами

Яковлев Ю.Н.
Геологический институт КНЦ РАН

Аннотация. В статье представлены результаты исследования Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 радиоактивными методами. Приведена реальная интенсивность радиоактивности и содержания калия, урана и тория в свитах, толщах и более мелких подразделений разреза. Подтверждено, что интенсивность радиоактивности пород меняется в широких пределах: от 200-300 до 2700-2800 импульсов в минуту. Показано, что для подавляющей части пород радиоактивность определяется содержанием в них тория и урана, а заметный вклад калия характерен лишь для некоторых разновидностей пород протерозойского комплекса.

Ключевые слова: Кольская сверхглубокая скважина, радиоактивные методы исследования, калий, уран, торий.

Study of the section of the Kola superdeep well SG-3 by radioactive methods

Yakovlev Yu.N.
Geological Institute KSC RAS

Abstract. The article presents results of studying the Kola Superdeep Borehole SD-3 by radioactive methods. Provided below is the real intensity of radioactivity and contents of potassium, uranium and thorium in suits, sequences and minor units of the section. It is confirmed that the radioactivity intensity of rocks varies in a wide range of 200-300 to 2700-2800 impulses per minute. The paper shows that radioactivity in the vast majority of rocks is determined by the content of thorium and uranium in them, while a marked contribution of potassium is typical of only several rock varieties in the Proterozoic complex.

Keywords: Kola Superdeep Borehole, radioactive methods of study, potassium, uranium, thorium.

Предисловие редакции

Рукопись данной статьи была подготовлена Юрием Николаевичем Яковлевым для публикации в Трудах ФНС. В октябре 2019 г. Ю.Н. Яковлев ушел из жизни. Все последние годы он занимался обработкой материалов, полученных при бурении Кольской сверхглубокой скважины СГ-3. Мы публикуем эту статью с небольшими редакционными изменениями.

Editor's foreword

The manuscript of this paper was prepared by Yury Nikolaevich Yakovlev to be published in Proceedings of the Fersman Scientific Session. Yu.N. Yakovlev passed away in October, 2019. He dedicated all of his last years to processing materials obtained in drilling of the Kola Superdeep Borehole SD-3. We publish this paper with minor editorial changes.

Введение

Использование радиоактивных методов проводилось постоянно в процессе проходки скважины СГ-3 и преследовало различные цели:

а) контроль состояния радиоактивных меток в обсадной колонне труб;

б) оценка состава разбуриваемых пород;

в) детальное расчленение разреза – выделение отдельных слоев, пачек и т.п.

В последний раз такие исследования были проведены в 2002 г. по проекту СГК-2002 по стволу № 4 на всю доступную глубину до 7890 м, за исключением интервала 6760-6885 м, включающего нижнюю часть маярвинской свиты, всю телевинскую свиту и небольшой участок первой ар-

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 447–453

хейской толщи. Исследования проводились полевым отрядом специалистов из пос. Октябрьский (ОАО МПП ВНИИГИС, Башкортостан) под руководством Г.А. Федорова, при участии сотрудников геологической службы СГ-3 Ю.Н. Яковлева и О.Г. Бадалова, осуществлявших детальное расчленение разреза и характеристику минерального состава пород.

В данной статье кратко рассматриваются следующие вопросы:

1) общее распределение радиоактивности в отдельных подразделениях разреза;

2) вариации содержаний калия (%), урана и тория (в г/т) в свитах и толщах;

3) влияние глубины на радиоактивность.

Результаты исследования

Общая радиоактивность пород обусловлена наличием в их составе таких минералов как ортит, титанит и циркон (для содержаний урана и тория), а также слюд и полевых шпатов (для калия). Содержание этих минералов определяет естественную радиоактивность конкретных пород разреза. Сведения о ее уровне в подразделениях СГ-3 приведены в таблице 1 и включают как ранее известные данные (Кольская сверхглубокая…, 1998, гл. 4), так и результаты измерений 2002 г. Конкретные сведения для различных пород показаны в таблице 2 (к сожалению, она характеризует не весь разрез).

Анализ этих материалов показывает, что в пределах каждого подразделения разреза радиоактивность изменяется довольно широко, причем нередко вскрывается более сложное строение отдельных интервалов разреза, чем при его литологической документации. Так, в матертской свите среди монотонных диабазов выделяется интервал (770-895 м, табл. 2) тонкого переслаивания туфов и диабазов, который в предыдущих работах не отмечался (Кольская сверхглубокая…, 1984). Аналогичные уточнения обнаруживаются и ниже, что в целом способствует более детальному расчленению разреза.

Породы матертской и заполярнинской свит, по данным А.А. Кременецкого (Кольская сверхглубокая…, 1998, гл. 4), обладают примерно одинаковой средней радиоактивностью (табл. 1, столбцы 3-5), а по данным СГК-2002 (табл. 1, столбцы 7-9) она заметно ниже, причем только в матертской свите содержание урана и тория почти одинаковые, а ниже по разрезу торий всюду преобладает над ураном. Кроме того, по данным СГК-2002, в матертской свите обнаруживается интервал с более высокой радиоактивностью (табл. 2, интервал 770-895 м).

Породы ждановской свиты обладают более высокой радиоактивностью по данным и 1998, и 2002 гг., однако данные 1998 года примерно в 1.5 раза выше данных 2002 г.

Расположенные ниже по разрезу риодациты в самостоятельный горизонт выделены впервые Ф.П. Митрофановым и др. в 2001 г. (Митрофанов и др., 2001), ранее они включались в состав лучломпольской свиты. Риодациты, имеющие интрузивную природу, обладают повышенной радиоактивностью, несопоставимой с предыдущими свитами (табл. 1). Породы лучломпольской свиты по данным А.А. Кременецкого имеют повышенные значения радиоактивности вследствие включения в их состав радацитов, а по данным СГК-2002 – умеренные значения для доломитов и песчаников (табл. 1). Из расположенных ниже свит по данным 1998 г. породы пирттиярвинской и маярвинской свит имеют примерно одинаковые показатели радиоактивности, а породы кувернеринйокской свиты примерно в 1.5 раза превышают их. По данным 2002 г., породы пирттиярвинской и кувернеринйокской свит имеют примерно одинаковые показатели, а породы маярвинской свиты в 1.5-2.0 раза превышают их. При этом наиболее радиоактивными среди последних являются различные сланцы с хлоритом. Для телевинской свиты данных 2002 г. нет, но по данным 1998 г. конгломераты и песчаники этой свиты обладают наиболее высокими показателями радиоактивности, примерно вдвое превосходящими таковые риодацитов.

Таким образом, в разрезе протерозойского комплекса СГ-3 наблюдается два пика пород с наивысшей радиоактивностью: первый фиксирует начало его формирования, а второй примерно середину, причем первый представлен осадочными породами, а второй – интрузивными.

В архейской части разреза СГ-3 можно сравнивать параметры радиоактивности только первых двух толщ. Согласно предыдущим данным первая толща сложена гнейсами с ВГМ (высокогли-

ноземистыми минералами), а вторая толща – гнейсами с ВКМ (высококальциевыми минералами). По данным А.А. Кременецкого (Кольская сверхглубокая, 1998, гл. 4), обе толщи (особенно первая) отличаются повышенным содержанием тория, урана и калия. А по данным СГК-2002 содержания всех этих элементов примерно в 1.5-2.0 раза ниже, хотя соотношение элементов примерно те же самые. Что же касается дальнейшей глубины, то для нее имеются только предыдущие сведения (Кольская сверхглубокая, 1998, гл. 1,4) согласно которым нечетные толщи, сложенные гнейсами с высокоглиноземистыми минералами (ВГМ), чередуются с четными толщами гнейсов с высококальциевыми минералами (ВКМ). При этом первые из них имеют более высокие показатели радиоактивности (особенно третья), чем четные, причем принадлежность десятой толщи к этой категории весьма дискуссионна.

Таблица 1. Распределение радиоактивных элементов в разрезе СГ-3.

Table 1. Distribution of radioactive elements in the SD-3 section.

Свиты, толщи	Глубина, м	Данные 1998 г.			Данные СГК 2002 г.			
		$K_{ср.}$, %	U ppm	Th ppm	ГК имп/мин	K, %	U, ppm	Th, ppm
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Протерозойский комплекс								
Матертская	0-1059	0.37	0.29	1.24	222-466 / 290.40	0.14-022 / 0.17	0.64-1.03 / 0.73	0.25-0.95 / 0.72
Ждановская	1059-2805	1.24	0.90	2.63	284-1768 / 892.6	0.17-1.37 / 0.51	0.80-2.83 / 1.44	0.58-3.48 / 1.68
Заполярнинская	2805-4673	0.19	0.16	1.22	275-1673 / 369.8	0.15-0.88 / 0.26	0.78-3.70 / 0.95	0.92-2.74 / 1.08
Риодациты	4673-4770	–	–	–	2.793	1.18	4.87	6.55
Лучломпольская	4770-4844	3.64	1.35	4.87	1.712	1.61	1.53	1.70
Пирттиярвинская	4844-5642	1.12	0.39	3.10	753-1827 / 951.0	0.39-1.43 / 0.69	1.08-1.99 / 1.25	1.43-3.26 / 1.68
Кувернерийокская	5642-5717	1.73	0.35	4.49	301-2618 / 1466.2	0.16-2.17 / 1.15	0.63-2.74 / 1.46	0.49-2.91 / 1.60
Маярвинская	5717-6835	1.18	1.26	3.69	719-1.634 / 1134.5	0.25-0.89 / 0.57	1.03-3.11 / 1.79	1.31-5.75 / 3.18
Телевинская	6835-6842	1.30	3.70	12.90				
Архейский комплекс								
I	6842-7622	2.19	2.52	7.19	584-2794 / 1373.8	0.37-0.92 / 0.64	1.20-7.70 / 2.20	1.73-10.67 / 509
II	7622-9456	1.64	2.17	5.74	631-1162 / 965.7	0.37-0.59 / 0.50	1.21-2.06 / 1.75	2.46-4.07 / 3.52
III	9456-9573	2.18	5.15	10.67				
IV	9573-10144	2.35	3.45	7.33				
V	10144-10601	2.11	5.26	8.66				
VI	10601-11416	1.79	4.09	4.70				
VII	11416-11602	1.71	4.70	6.91				
Гранитогнейс	12000-20000	1.80	2.18	5.17				

Примечание.

1. Столбцы 1, 2 для протерозойского комплекса – по (Митрофанов и др., 2001).
2. Столбцы 1, 2 для архейского комплекса, а также столбцы 3-5 – по (Кольская сверхглубокая…, 1998, гл. 4, табл. 4, 5).
3. В столбцах 6-9 над чертой – пределы измерений, под чертой – средние значения.

На рисунке 1 показано распределение общей радиоактивности (ГК ср.) в СГ-3 по данным СГК-2002, а на рисунке 2 – всех ее составляющих (K, U и Th).

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 447–453

Таблица 2. Распределение радиоактивных элементов в разрезе СГ-3 по данным СГК (2002).
Table 2. Distribution of radioactive elements in the SD-3 section, according to SDK data (2002).

Интервал, м	$ГК_{ср.}$ имп/мин	$K_{ср.}$, %	$U_{ср.}$, ppm	$Th_{ср.}$, ppm	Породы	Свиты Толщи
1	2	3	4	5	6	7
14.5-340	222	0.15	0.67	0.65	Диабазы, редкие прослои туфов	mt
340-770	315	0.18	0.72	0.76	Диабазы, прослои порфиритов и туфов	
770-895	466	0.22	1.03	0.95	Переслаивание туфов и диабазов	
895-1065	230	0.14	0.64	0.55	Диабазы, редкие прослои туфов	
1065-1160	898	0.38	1.78	1.53	Туфы пелитовые и алевритовые, филлиты	gd
1160-1185	308	0.12	0.85	1.04	Порфириты пироксеновые	
1185-1330	1158	0.59	1.87	1.76	Филлиты, алевролиты углеродистые	
1330-1428	829	0.41	1.32	1.94	Габбро-диабазы эссекситовые	
1428-1555	1160	0.53	1.97	1.65	Алевролиты, филлиты	
1555-1685	234	0.13	0.58	0.67	Гипербазиты серпентинизированные	
1685-1765	960	0.49	1.46	1.65	Алевролиты углеродистые, песчаники	
1765-1800	400	0.16	0.97	1.13	Гипербазиты серпентинизированные	
1800-1887	527	0.23	1.05	1.28	Туфы, алевролиты, диабазы	
1887-2137	400	0.24	0.78	0.80	До 1985 – туфы, диабазы; ниже-габбро-диабазы	
2137-2267	1768	1.00	2.21	2.88	Алевролиты, песчаники, филлиты	
2267-2325	206	0.15	0.50	0.48	Габбро-диабазы	
2325-2490	1618	0.98	1.99	3.16	Песчаники, алевриты, филлиты	
2490-2560	202	0.17	0.50	0.52	Габбро-диабазы	
2560-2645	1771	1.20	2.83	3.86	Песчаники, алевролиты, филлиты	
2645-2757	347	0.32	0.80	0.73	Габбро-диабазы	
2757-2807	1834	1.37	3.14	3.48	Песчаники, филлиты	
2808-3595	331	0.24	0.96	0.97	Диабазы измененные, шаровые лавы	zp
3595-3650	567	0.29	1.32	2.25	Диабазы актинолитизированные	
3650-3688	340	0.15	1.10	1.32	Диабазы порфиробластические	
3688-3713	1108	0.78	2.19	2.74	Туфы, туффиты	
3713-3756	261	0.15	0.87	0.92	Диабазы актинолитизированные	
3756-3765	1673	0.88	3.70	3.52	Туфы, туффиты, диабазы	
3765-4460	275	0.22	0.78	0.80	До 3790 – диабазы, туфы; ниже – габбро-диабазы, лавы	
4460-4673	651	0.38	1.09	1.75	Диабазы, туфы.4585-4670-тальк-хлоритовые сланцы	
4673-4770	2793	1.18	4.87	6.55	Дацитовые порфиры	rd
4770-4844	1712	1.61	1.53	1.70	Доломиты, песчаники арказовые, сланцы	lch
4844-5642	825	0.51	1.25	1.88	Сланцы по диабазам, андезитовые порфириты	prt
5642-5717	549	0.40	0.84	1.18	Сланцы по диабазам	kv
5717-5760	1079	0.30	2.79	2.76	Андезиты (альбитофиры)	
5760-5823	757	0.39	1.23	1.96	Сланцы по диабазам, туфам; андезиты	
5823-5835	1827	1.43	1.86	3.26	Метаандезиты	
5835-5840	1351	0.90	1.99	2.88	Сланцы по ортофирам	
5840-5915	952	0.76	1.08	1.43	Андезиты и сланцы по ним	
5915-5940	753	0.51	1.08	1.04	Сланцы по диабазам	
5940-5955	1662	0.90	2.74	2.91	Сланцы по алевролитам	
5955-5985	301	0.16	0.63	0.49	Сланцы тремолит-карбонатные	

5985-5917	2618	2.17	2.13	2.51	Кварцито-песчаники, сланцы по ним	ma
5917-5978	1019	0.59	1.58	1.44	Амфибол-плагиоклазовые сланцы по вулканитам	
5978-5987	1634	0.62	3.11	3.04	Биотит-плагиоклазовые, сланцы с куммингтонитом	
5987-6000	802	0.38	1.40	1.31	Сланцы с биотитом и хлоритом	
6000-6220	1110	0.89	1.48	1.86	Амфибол-плагиоклазовые сланцы с хлоритом	
6220-6263	1033	0.48	1.21	5.02	Меланократовые сланцы с биотитом	
6263-6290	719	0.31	1.03	3.03	Амфибол-плагиоклазовые сланцы	
6290-6410	978	0.28	1.39	5.75	Амфибол-плагиоклазовые сланцы с биотитом	
6410-6465	1114	0.25	3.20	4.55	Меланократовые сланцы с хлоритом, биотитом	
6465-6565	1551	0.47	2.62	4.97	Амфибол-плагиоклазовые сланцы	
6565-6765	1278	0.47	2.12	3.70	Амфибол-плагиоклазовые сланцы с хлоритом	
6765-6766	1417	0.58	2.18	3.92	Биотит-плагиоклазовые сланцы с хлоритом	
6766-6815					Измерения не проводились	
6815-7622	2734	0.49	7.70	1.73	Плагиопегматиты с мусковитом и гранатом	I
7622-7147	1370	0.66	2.20	4.08	Гнейсы с ВГМ, плагиопегматиты	II
7147-7210	2489	0.92	3.90	10.67	Гнейсо-граниты, гнейсы с ВГМ	
7210-7480	1282	0.58	2.03	5.37	Гнейсы с ВГМ, куммингтонитовые сланцы	
7480-7500	584	0.37	1.20	2.28	Амфиболиты сфенсодержащие	
7500-7635	1121	0.61	1.83	4.19	Гнейсы с ВКМ	
7635-7745	631	0.37	1.21	2.46	Амфиболиты (с куммингтонитом, диопсидом)	
7745-7930	1162	0.59	2.06	4.07	Гнейсы с ВКМ	

По сути дела рисунок 1 иллюстрирует сказанное выше, а рисунок 2 характеризует роль каждой из составляющих. Отчетливо видно, что изменение общей радиоактивности обусловлено главным образом вариациями содержаний тория, примерно вдвое меньшим – урана и незначительным калия. Но для некоторых интервалов разреза (например лучломпольской и кувернеринйокской свит протерозойского комплекса) содержание калия имеет заметное значение. Также отчетливо видна роль тория в повышении радиоактивности гнейсов первой толщи архейского комплекса.

Заключение

В итоге хотелось бы перечислить ряд вопросов, оставшихся неразрешенными или освещенными недостаточно.

1. Разрез архейского комплекса по данным Кольской ГРЭ включает 10 толщ, он используется и в более поздней монографии по СГ-3 (Архейский комплекс…, 1991). Автор давно сомневается в правильности расчленения разреза, основываясь на взаимном расположении гнейсов и амфиболитов – главных пород архейского комплекса. Исходя из их взаимного расположения в разрезе, я предложил иное строение комплекса, учитывающее и траекторию стволов скважины, как состоящее из 6 различно ориентированных блоков, в основании которых располагаются амфиболиты, а основная часть сложена гнейсами (с ВГМ и ВКМ). Наличие других пород (пегматитов, гипербазитов и др.) при этом не учитывалось – их очень мало. Строение и состав нижнего, 6-го блока, остались неопределенными из-за «отсутствия» нижней границы.

2. Геохронология архейского комплекса СГ-3 весьма неоднозначна и в большинстве датировок ограничивается наиболее древним возрастом 2.90-2.95 млрд. лет. Но Т.Б. Баяновой получен возраст 3.00-3.15 млрд. лет для ксенолитов амфиболитов в верхней средней части разреза архейского комплекса.

3. До недавнего времени в разрезе СГ-3 было установлено общее количество рудных минералов, сопоставимое с таковым во всем Печенгском рудном поле. Но только в последние годы в Печенгском рудном поле было открыто значительное количество минералов ЭПГ. Таких исследова-

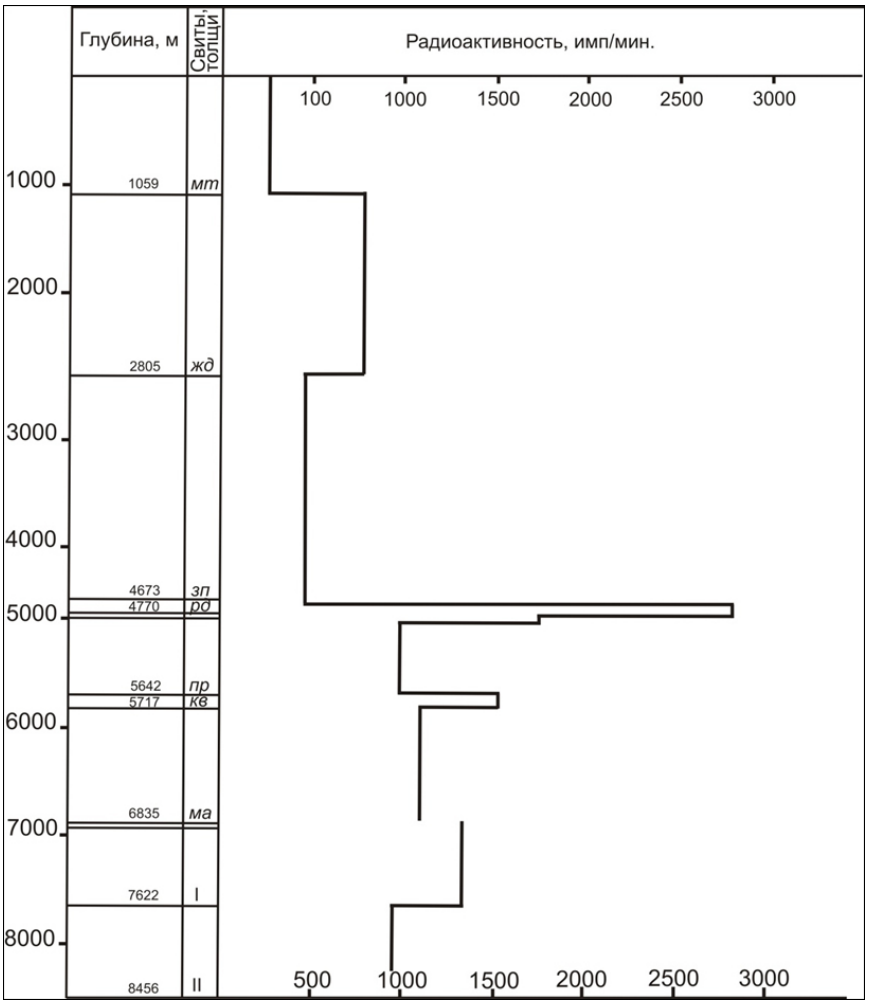


Рис. 1. Средняя естественная радиоактивность свит и толщ разреза СГ-3 (данные СГК, 2002 г.). Свиты протерозойского комплекса: *мт* – матертская, *жд* – ждановская, *зп* – заполярнинская, *рд* – риодациты, *лч* – лучломпольская, *пр* – пирттиярвинская, *кв* – кувернеринйокская, *ма* – маярвинская, *тл* – телевинская, I и II – толщи архейского комплекса.

Fig. 1. Average natural radioactivity in suits and sequences of the SD-3 section (SDK data, 2002). Suites of the Proterozoic complex: *мт* – Matertskaya, *жд* – Zhdanovskaya, *зп* – Zapolyarninskaya, *рд* – rhyodacites, *лч* – Luchlompolskaya, *пр* – Pirttiyarvinskaya, *кв* – Kuverneriyokskaya, *ма* – Mayarvinskaya, *тл* – Televinskaya, I and II – sequences of the Archean complex.

ний в керне СГ-3 в последнее время не проводилось, они могли бы в будущем принести интересные результаты.

4. Архейский комплекс в других скважинах России (Туймазинской, Миннибаевской, Ульяновской) так детально как в СГ-3 не исследован, так что сопоставлять данные по СГ-3 с другими подобными объектами пока невозможно.

5. Будущим исследователям архейской части разреза СГ-3 предстоит еще много работы, автор перечислил не всё.

Выводы

1. Доказана возможность проведения радиоактивных исследований в стволе СГ-3, обсаженном колонной стальных труб диаметром 245 мм. Полученные диаграммы обладают высокой контрастностью и хорошей разрешающей способностью, что позволяет выделять интервалы пород мощностью 2-3 м. Не обнаружено влияния каверн в обсадных трубах на четкость записи каротажа.

2. Рассчитаны реальная радиоактивность и содержания калия, урана и тория в свитах, толщах и

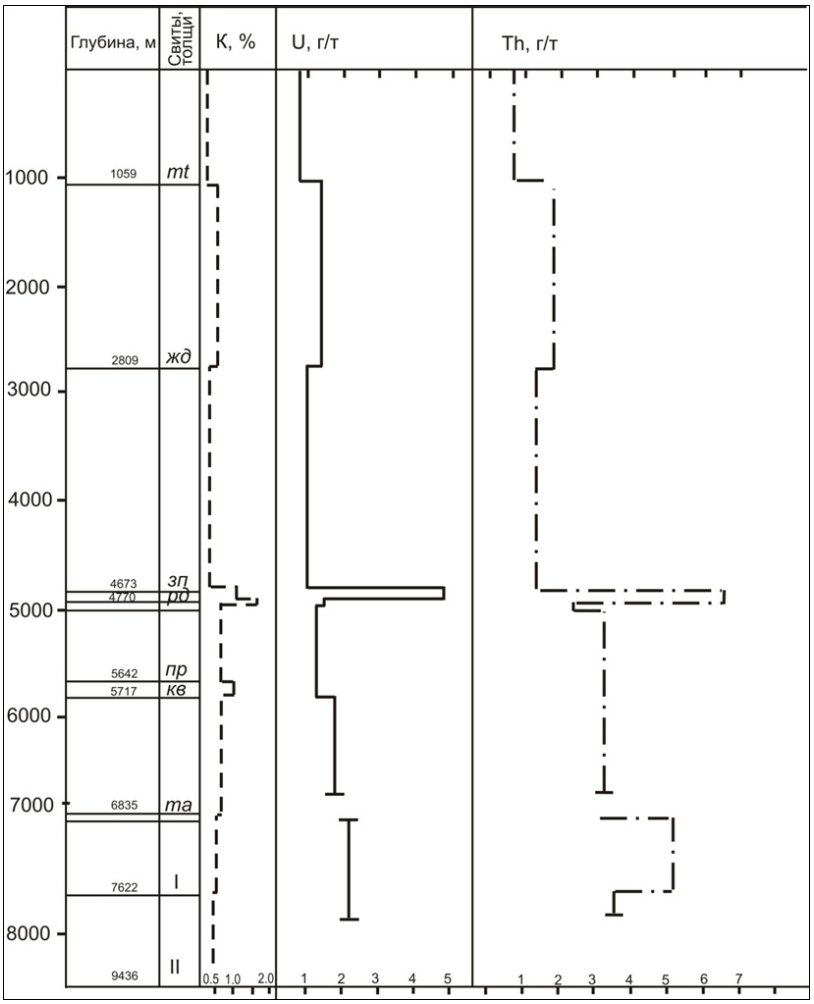


Рис. 2. Распределение K, U и Th по свитам разреза СГ-3 (данные СГК-2002 г.).
Fig. 2. Distribution of K, U and Th in suites of the SD-3 section (SDK-2002 data).

более мелких подразделений разреза. Подтверждено, что интенсивность радиоактивности пород меняется в широких пределах: от 200-300 до 2700-2800 импульсов в минуту.

3. Показано, что для подавляющей части пород радиоактивность определяется содержанием в них тория и урана, а заметный вклад калия характерен лишь для некоторых разновидностей пород протерозойского комплекса.

4. Примечательно, что согласно предыдущим данным наименее мощные толщи архейского комплекса (III, V и VII), отличаются повышенными содержаниями тория и урана, а также некоторых других элементов (золота, платиноидов и др.).

Литература

1. Архейский комплекс в разрезе СГ-3 (ред. Ф.П. Митрофанов). Апатиты. Изд-во: КНЦ АН СССР. 1991. 186 с.
2. Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины (ред. Е.А. Козловский). М. Изд-во: Недра. 1984. 490 с.
3. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований (под ред. Н.П. Лаверова, В.П. Орлова). М. Изд-во: МФ ТЕХНОНЕФТЕГАЗ. 1998. 260 с.
4. Митрофанов Ф.П., Скуфьин П.К., Баянова Т.Б. и др. Интрузивное тело риодацитовых порфиров в разрезе пород раннепротерозойского Печенгского комплекса Кольской сверхглубокой скважины // Докл. РАН. 2001. Т. 380. № 4. С. 540–544.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 454–458

Заметка академика В.И. Вернадского об изучении и практическом использовании шунгита из окрестностей Онежского озера

Янин Е.П.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, yanin@geokhi.ru

Аннотация. В статье приводится забытая заметка В.И. Вернадского, посвященная вопросам изучения и практического использования шунгита из окрестностей Онежского озера. В заметке излагаются представления Вернадского о происхождении, важнейших свойствах и необходимых направлениях изучения шунгита. Рассматривается также канва событий, способствовавших ее появлению.

Ключевые слова: В.И. Вернадский, архивное наследие, шунгит, аморфный углерод, ванадий, Онежское озеро.

Note by Academician V.I. Vernadsky about the study and practical use of shungite from the vicinity of Lake Onega

Yanin E.P.
Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of Russian Academy of Sciences, Moscow, yanin@geokhi.ru

Abstract. The article contains a forgotten note by V.I. Vernadsky, dedicated to the study and practical use of shungite from the vicinity of Lake Onega. The note sets out Vernadsky's ideas about the origin, the most important properties and the necessary directions for the study of shungite. The outline of the events that contributed to its appearance is also considered.

Key words: V.I. Vernadsky, archival heritage, shungite, amorphous carbon, vanadium, Lake Onega.

В архиве РАН сохранилась небольшая заметка академика В.И. Вернадского (автограф с незначительными авторскими вставками и исправлениями), посвященная проблемам изучения и практического использования шунгита из окрестностей Онежского озера (Архив РАН. Ф. 518. Оп. 1. Д. 103. Л. 1–2). Она, по мнению автора этих строк, представляет интерес не только для исследователей научного творчества нашего великого соотечественника, но для специалистов-«шунгитоведов». Записка полностью публикуется ниже:

«В Ленинградской области в окру́ге Онежского озера находятся залежи шунгита, заслуживающие серьезного внимания. Нам необходимо напрячь все силы для научно точного и ясного быстрого выявление всех источников энергии, какие в области находятся. Одним из таких источников является шунгит. К сожалению, шунгит недостаточно и крайне неполно исследован; в полной мере мы не можем сейчас сказать, что именно он может дать, как нужно его использовать.

Это прежде всего надо выяснить и это можно сделать только одним путем – количественным точным научным исследованием.

В достаточно мощных лаборатория это может быть сделано быстро.

Прежде чем перейти к тому, что надо выяснить – несколько слов о шунгите.

Шунгит прежде принимали за антрацит, богатый свободным углеродом каменный уголь.

Это оказалось неверным. Шунгит – одна из форм самородного углерода, ни с чем не соединенного. Можно различить три семейства самородного углерода, отличающихся резко различным соединением атомов этого элемента: семейство алмаза и семейство графита, разделяющееся на два подсемейства – 1) кристаллического графита и 2) дисперсного шунгита.

В то самое время, как распределение атомов углерода в алмазе и в графите нам ясно и точно известно – их распределение в дисперсных углеродах или самородных смесях, к числу которых принадлежит шунгит, нам неизвестно – таких углеродов есть несколько и их строение различное. Для шунгита оно не изучено, и эта неизученность привела к тому, что при практическом использовании не различали два разных тела, находящихся вместе – черный блестящий, металлического вида

шунгит собственно (так названный профессором А.А. Иностранцевым, первым обратившим на него внимание) и матовый серый «графититовый уголь». Этот последний преобладает и может быть добыт, по-видимому, в большом количестве.

На что может быть употреблен шунгит и графититовый уголь?

Последний, как все каменные угли, может идти на топливо. Его пробовали – неудачно – употреблять как антрацит. Антрацит тоже содержит некоторое количество аморфного углерода – но свойства олонецкого графититового угля оказались иными. Вероятно, аморфный углерод в них разный. Между тем, близкие к нему «полуантрациты» («графитовые угли») Америки (Род-Айленд, Массачусетс) давно являются в технике практически важными телами. Надо использовать американский опыт. Но олонецкий графититовый уголь своеобразен, и перед исследованием его на топливо надо обратить внимание на его битуминозность, как и для антрацита и дисперсных углей («графититовый уголь» Олонецкого края ближе к битуминозным углям, чем к каменным углям).

Недавние анализы выяснили, что и шунгит и графититовый уголь содержат ванадий в таком количестве (шунгит больше), что могут служить для добычи этого важного металла.

Но уже это недавнее неожиданное открытие показывает, что прежде надо точнее изучить шунгит, дабы не потерять, по неведению, то, что он может дать при разумном с ним обращении.

Для этой цели необходимо: 1) изучить его рентгенограмму, 2) его металлические свойства, которые могут получить применение в электротехнике и 3) его радиоактивность. Одна из форм аморфного углерода (кольм в Скандинавии) содержит уран и радий и служила рудой на эти металлы. Радиоактивность шунгита, насколько знаю, не изучалась. Это свойство шунгита (и графититового угля) может быть выяснено в Государственном Радиевом институте, если туда будут доставлены образцы: 1) шунгита (разного виды), 2) графититового угля и 3) их зола. Проба может быть сделана на уран, торий и радий.

Но прежде всего необходимо произвести точную геологическую разведку. Много для выяснения месторождений дали работы профессора Тимофеева – но надо поставить дело на практическую почву. Идти по шаблону здесь нельзя: его здесь нет. Другого месторождения шунгита нигде пока не найдено. Надо, чтобы разведку вел образованный и вдумчивый геолог».

Дату составления заметки Вернадский не указал, что для него совершенно не свойственно. Не указано также мероприятие (или издание), для которого она готовилась. Очевидно, что заметка составлялась им в некоторой спешке, так сказать, для памяти, поскольку по своему содержанию и структуре изложения текста она скорее напоминает тезисы выступления. Из контекста можно предположить, что записка подготовлена Вернадским в конце 1931 г. или в начале 1932 г. Это предположение подтверждается и канвой событий, характерных для указанного периода времени и которые позволяют установить вероятное мероприятие, на котором планировал выступить Вернадский.

Так, 1931-1932 гг. были в СССР временем пристального внимания к проблеме практического использования карельского шунгита. Например, в Генеральном плане электрификации СССР для Ленинградской области и Автономной Карельской ССР (АКССР) отмечалось, что для этих регионов большой интерес представляет шунгит северных берегов Онежского озера, который при медленном горении дает температуру в 900 ° и от 17 до 40 % золы, содержащей промышленные доли графита, ванадия, титана, меди и никеля (Шателен, Ден, 1932). В апреле 1931 г. Оргбюро по созыву 1-го Энергетического съезда Ленинградской области и АКССР ставит вопрос о необходимости изучения теплотехнических и химических свойств шунгита (Бюллетень.., 1931). На IV-м Объединенном пленуме Карельского Областного комитета и Областной контрольной комиссии ВКП(б) (20-23 октября 1931 г.) было принято решение о необходимости организации технологического и химического исследования шунгита как топлива и о возможности использования содержащегося в шунгитовой золе ванадия (Решения IV-го объединенного.., 1931). XI-я Карельская областная конференция ВКП(б), состоявшаяся 15-20 января 1932 г., обратилась к Ленинградскому обкому ВКП(б) с просьбой всемерно помочь Карелии научными силами в деле освоения сырьевых и энергетических ресурсов АКССР, особенно «по линии использования шунгитов» (Резолюции и постановления…, 1932). На XVII конференции ВКП(б), состоявшейся 30 января – 4 февраля 1932 г., ставится вопрос о не-

обходимости использования шунгита в качестве топлива в Ленинградской области и о разработке шунгитов для получения ванадия (XVII конференция…, 1932). В мае 1932 г. начал свою деятельность трест «Шунгит» («Государственный трест по добыче и переработке карельских шунгитов, сланцев и редких элементов»), созданный решением Совнаркома КАССР от 4 апреля 1932 г. (Чернышев, 1932). В конце 1932 г. в Петрозаводске состоялась 1-я Карельская геологоразведочная конференция, на которой шунгитовая тематика нашла широкое отражение (Труды 1-й…, 1933). Интерес к шунгиту в это время был настолько велик, что нашел отражение в художественной литературе (см., например, Норин, 1932).

С точки зрения датирования публикуемой заметки Вернадского, значение имеют следующие факты. Так, в 1931-1932 гг. первый секретарь Ленинградского обкома партии С.М. Киров привлек целый ряд научных учреждений к решению вопросов о пригодности шунгита как топлива и использовании содержащей ванадий шунгитовой золы (Геологические исследования.., 1936). По его инициативе 9 июня 1931 г. был создан Комитет содействия экономическому и культурному развитию Мурманского округа и Карелии при исполнительном комитете Ленинградского областного совета рабочих, крестьянских и красноармейских депутатов (Карело-Мурманский комитет), председателем которого стал И.Ф. Кадацкий (тогда – председатель Исполнительного комитета Ленинградского областного Совета). В состав Комитета вошли партийные и хозяйственные работники Ленинграда, Карелии, Мурманска и Хибин, а также такие известные ученые, как В.И. Вернадский, А.Е. Ферсман, И.М. Губкин, А.А. Байков, Г.О. Графтио, геологи В.И. Влодавец, А.Н. Лабунцов (Пятковский, 1964). На его заседания и пленумы приглашались специалисты разного профиля и руководителя разного уровня. В частности, пленум Комитета (20 февраля 1932 г.) подвел итоги работ по определению запасов шунгита, использованию его как топлива и химического сырья (Борисов, 1932). По сведениям (Мочалов, 1982), Вернадский состоял членом Комитета вплоть до его ликвидации 25 ноября 1935 г. Между прочим, Вернадский, оценивая Кирова (как руководителя и хозяйственного деятеля), отметил, что он – «несомненно крупный и хороший человек. Я лично почти с ним не сталкивался» (Вернадский, 2001, с. 378). Может быть, фраза «почти не сталкивался» указывает на возможную встречу Вернадского с Кировым на одном из заседаний Карело-Мурманского комитета? В 1931 г. (25-30 ноября) в Ленинграде состоялась 2-я выездная чрезвычайная сессия АН СССР, посвященная производственным ресурсам и перспективам развития производительных сил Ленинградской области. Вернадский принимал участие в ее работе (Корель, 1931). На Общем заседании Ферсман представил доклад, посвященный ископаемому сырью Ленинградской области, в котором шунгит лишь указывается как ископаемое областного значения, которое пока не эксплуатируется (Ферсман, 1932). Вернадский, сообщая в своей заметке о «недавних анализах», которые выявили высокие количества ванадия в шунгите, явно имеет в виду исследования В.И. Крыжановского. Как известно, Крыжановский – «ревностный ученик и последователь В.И. Вернадского» (Варганов, 1949, с. 10) – исследовал месторождение Шуньга осенью 1928 г. (Годовиков, 1989) и в золе шунгита обнаружил значительные количества окиси ванадия (Крыжановский, 1931). Показательно, что указанная статья Крыжановского была анонсирована в Отчете о деятельности АН СССР за 1930 г. (Отчет о.., 1931). В записке Вернадский упоминает работу В.М. Тимофеева (Тимофеев, 1924) и указывает на необходимость произвести геологическую разведку залежей шунгита с привлечением для этих целей «образованного и вдумчивого геолога». Как известно, в 1932 г. Тимофеев приступил к руководству разведками шунгитовьх месторождений Заонежья (Проф. В.М. Тимофеев.., 1936). Вернадский также ставит вопрос о необходимости изучения радиоактивность шунгита и указывает, что это может быть сделано в Радиевом институте. Показательна запись в дневнике ученого (6 марта 1932 г.): «Был в Минералогическом кабинете (в Минералогическом институте – Е.Я.), взял образцы шунгита, графита» (Вернадский, 2001, с. 271). Не исключено, что именно эти образцы были предназначены для исследований в Радиевом институте. Приведенные выше сведения позволяют достаточно уверенно предположить, что записка Вернадского была подготовлена им либо в ноябре 1931 г. (например, для участия в прениях во время 2-й выездной чрезвычайной сессии АН СССР), либо готовилась для выступления на заседаниях и пленумах Карело-Мурманского комитета (вторая половина 1931 г. – январь-февраль 1932 г.).

В заключение отметим, что в 1899 г. Вернадский впервые суммирует свои соображения о природе и происхождении шунгита (Вернадский, 1899). В классе самородных элементов он выделяет подгруппу углерода, включив в нее графит и близкие к нему тела, а все графиты подразделяет на несколько разностей, из которых «наиболее достоверны: 1) графит и 2) графитит или шунгит» (там же, с. 106), причем от графита вторая разность (называет ее аморфной разностью углерода) «отличается отсутствием ясного кристаллического сложения, как будто меньшим удельным весом <…> и иным отношением к действию сильных окислителей. <…> Она черного цвета, так же мягка как графит. Встречается обыкновенно в компактных сплошных массах или в тонкой пыли, рассеянной в другой породе. При сильном нагревании (а в природе – при давлении) переходит в графит. Наиболее ясно образование ее на земной поверхности из углеродистых соединений. Медленно изменяясь вековым процессом разные соединения углерода мало по малу теряют водород, кислород, азот и т. п. элементы, и дают самородный углерод. Так образуется графитит, являясь окончательным продуктом изменения каменного угля» (там же, с. 109). Как известно, название «графитит» («Graphitite») было использовано W. Luzi (1891) для обозначения плотных разностей графита, не дающих вспучивания с азотной кислотой. Вернадский считает, что графитит состоит из графита, тесно смешанного с аморфным углеродом (шунгитом) или какими-то органическим соединениями. В 1912 г Вернадский отметит, что в семействе графита можно различать по крайней мере две разности: 1) графит и 2) шунгит (так называемый аморфный уголь). Он указывает, что название шунгит будет употреблять «для обозначения природного аморфного углерода» (Вернадский, 1912, с. 529). По химическому составу шунгит представляет переход к антрацитам и является промежуточным продуктом при превращении каменного угля в графитит и в конце концов в графит. «Шунгит, или аморфный углерод, образуется в природе как продукт распадения органических веществ. Обыкновенно он находится рассеянным в ничтожных пылинках в древних осадочных породах, но иногда скопляется в значительных массах, когда образуется из мощных отложений углеродистых тел» (там же, с. 556). В качестве такого «скопления» Вернадский приводит район Шуньги, где шунгит «залегает в древних метаморфизированных докембрийских породах, образуя пропластки среди глинистых сланцев, мощностью до 2 м, в сопровождении кварца, пирита и т. д.» и «является промежуточным продуктом при превращении каменного угля в графитит и в конце концов в графит» (Вернадский, 1912, с. 556). В 1927 г. среди минералов самородного углерода в семействе мягких разностей углерода (графита) он выделяет два подсемейства: 1) явно кристаллические графиты – графит собственно и графитит и 2) дисперсные системы – шунгиты – природный уголь, шунгит, природный кокс (Вернадский, 1927), подчеркивает, что шунгиты должны быть отделены от полуантрацитов, а для дисперсных систем подсемейства шунгита с химической точки зрения мыслимы несколько разностей и предлагает различать «дисперсные системы, генетически связанные с битумами, богатые углеводородами (?). К ним надо относить, судя по данным В. Тимофеева (1924), шунгит» (Вернадский, 1927, с. 349).

Вернадский общался со многими учеными, профессионально занимавшихся проблемами шунгита, среди которых П.А. Борисов, М.Б. Едемский, В.И. Крыжановский, Н.А. Орлов, В.М. Тимофеев (в Архиве РАН отложились их письма к нему). Даже в конце 1930-х гг. Вернадский, научные интересы которого уже лежали в других областях геологии, по-прежнему оставался, говоря словами из письма к нему (16 мая 1937 г.) профессора Н.А. Смольянинова, «вдохновителем минералогической работы» для многих отечественных минералогов (Архив РАН. Ф. 518. Оп. 3. Д. 1524. Л. 1).

Литература

1. Борисов П. Шунгит // Карело-Мурманский край. 1932. № 1-2. С. 42–44.
2. Бюллетень Организационного бюро по созыву I Энергетического съезда Ленинградской области и АКССР. № 3. 12 апреля 1931 г. Л. Изд-во: Ленинградского областного отделения Всесоюзного энергетического комитета. 1931. 44 с.
3. Варганов Г.И. Жизнь и деятельность профессора Владимира Ильича Крыжановского (1881-1947) // Труды Минер. музея АН СССР. 1949. Вып. 1. С. 7–17.
4. Вернадский В.И. Лекции описательной минералогии. М. 1899. 288 с.
5. Вернадский В.И. Опыт описательной минералогии. Т. 1. Самородные элементы. Вып. 4. СПб. 1912. С. 497–656.

6. Вернадский В.И. История минералов земной коры. Т. I. Вып. II. Л. Изд-во: НХТИ НТУ ВСНХ. 1927. С. 209–376.
7. Вернадский В.И. Дневники: 1926-1934. М. Изд-во: Наука. 2001. 456 с.
8. Геологические исследования в Советской Карелии // Материалы по геологии и полезным ископаемым Карельской АССР. Сб. № 1 Ленинградского геологического треста. Л.-М. Изд-во: ОНТИ НКТП СССР. 1936. С. 3–9.
9. Годовиков А.А. Владимир Ильич Крыжановский // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 25. М. Изд-во: Наука. 1989. С. 72–81.
10. Корель Ив. Исторические дни // Вестник Академии наук СССР. 1931. № 10. С. 9–20.
11. Крыжановский В.И. Геохимия месторождений шунгита // Минеральное сырье. ВИМС. М. 1931. № 10-11. С. 955–968.
12. Мочалов И.И. Владимир Иванович Вернадский. 1863-1945. М. Изд-во: Наука. 1982. 488 с.
13. Норин С. Шунгит (отрывок из повести) // Плечом к плечу. Сборник национальных секций Ленинградского комитета Союза советских писателей. Л. Изд-во: Ленгихл. 1932. С. 75–91.
14. Отчёт о деятельности Академии наук Союза Советских Социалистических Республик за 1930 г. Л. Изд-во: АН СССР. 1931. 278 с.
15. Проф. В.М. Тимофеев (его жизнь и деятельность) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Карельской АССР. Сборник № 1 Ленинградского геологического треста. Л.-М. Изд-во: ОНТИ НКТП СССР. 1936. С. 9–14.
16. Пятковский В.П. Социалистическое преобразование Кольского полуострова в годы первой пятилетки: Автореф. дисс. … канд. исторических наук. Л. 1964. 23 с.
17. Резолюции и постановления XI-ой Карельской областной конференции ВКП(б). Петрозаводск. Изд-во: Каробкома ВКП(б). 1932. 45 с.
18. Решения IV-го объединенного пленума Карельского Областного Комитета и Областной Контрольной Комиссии ВКП(б) (20–23 октября 1931 г.). Петрозаводск. Изд-во: Каробкома ВКП(б). 1931. 76 с.
19. XVII конференция Всесоюзной коммунистической партии (б). Стенографический отчет. М.: Партийное издательство. 1932. 296 с.
20. Тимофеев В.М. К генезису Прионежского шунгита // Труды Ленинградского общества естествоиспытателей. Отделение геологии и минералогии. 1924. Т. 39. Вып. 4. С. 99–122.
21. Труды 1-й Карельской геологоразведочной конференции. Л. 1933. 121 с.
22. Ферсман А.Е. Ископаемое сырье Ленинградской области и его перспективы. Л. Изд-во:АН СССР. 1932. 38 с.
23. Шателен М.А., Ден Н.В. Электрификация Ленинградской области и Автономной Карельской ССР // Генеральный план электрификации СССР. Т. 8. Ч. 1. Сводный план электрификации. М.-Л. Гос. соц.-экон. изд-во. 1932. С. 171–240.
24. Чернышев А. Шунгит // Карело-Мурманский край. 1932. № 3-4. С. 30–31.
25. Luzi W. Zur Kenntniss des Graphitkohlenstoffes // Berichte der Deutschen Chemischen Gesellschaft. 1891. XXIV. № 19. S. 4085–4095.

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. 18. С. 459–464

Определение формы кристаллов породообразующих минералов из интрузии Мончеплутон (северо-восточная Фенноскандия) с помощью автоматического расчета фрактальных размерностей

Хубер М., Степневская К.
Кафедра геологии, почвоведения и геоинформации, факультет наук о Земле и пространственного управления, Университет Марии Кюри-Склодовской, Люблин, Польша, mhuber@umcs.pl

Аннотация. В статье описано применение метода оценки фрактальной размерности к исследованиям минералов и влияние вторичных процессов минералообразования на результат. Было исследовано 38 образцов, содержащих породообразующие минералы, из палеопротерозойской интрузии Мончеплутон, расположенной на северо-востоке Фенноскандии. Чтобы выполнить измерения и правильно интерпретировать породы, было проведено петрографическое исследование образцов с использованием поляризационной микроскопии, а затем измерена размерность фрактальной ячейки с использованием автоматизированного метода расчета сторон сетки, которая была наложена на микрофотографию, показывающую микроскопические изображения минералов. Полученный коэффициент фрактальной размерности коррелирует с формой исследуемых минералов в породе.

Ключевые слова: Фрактальная размерность, породообразующие минералы, Мончеплутон, Северо-Восточная Фенноскандия.

Determination of the shape of crystals of the rock-forming minerals from the Monchepluton intrusion (NE Fennoscandia) using automatic calculation of fractal dimensions

Huber M., Stępniewska K.
Department of Geology, Soil Science and Geoinformation, Earth Science and Spatial Management Faculty, Maria Curie-Sklodowska University Lublin, Poland, mhuber@umcs.pl

Abstract. The paper aims at applying the fractal dimension estimation method to the investigations of minerals and influence of secondary processes on their shapes. For this purpose, 38 samples of rock-forming minerals from the Monchepluton, a Paleoproterozoic PGE-bearing layered intrusion that occurs in the NE Fennoscandia, were analyzed. The samples primarily underwent a petrographic analysis using polarization microscopy for a correct interpretation of rocks. Further, the fractal-box dimension was measured by means of an automated calculation technique applied for the sides of a grid which was superimposed on a micrograph with a microscopic image of a mineral. The derived fractal dimension coefficients were correlated with the shape of the examined minerals in the rocks.

Key words: Fractal dimension, rock-forming minerals, Monchepluton, NE Fennoscandia.

Introduction

The shape of rock-forming minerals depends on various processes that took place in the rock. These processes include magma melting, differentiation, crystallization, and secondary transformations of the rock after emplacement. All these factors have a significant impact on mineralogical, petrographic and reservoir studies aiming at the identification of the impact limits of the geological processes in the rocks in question. They may be directly correlated with changes in the structure and texture of the rock-forming minerals that compose the rocks. Mathematizing the shape of the corresponding indicator minerals enables simply processing these data. The application of fractal-box dimension for calculating the shape of minerals is a relatively trivial calculating operation enabled by various software applications.

The results of such calculations can further be processed, correlated with each other and visualized by obtaining data that can easily be superimposed on a geological map of a massif to draw a range of the observed transformations in the discussed rocks. In Earth sciences, the fractal dimension has long

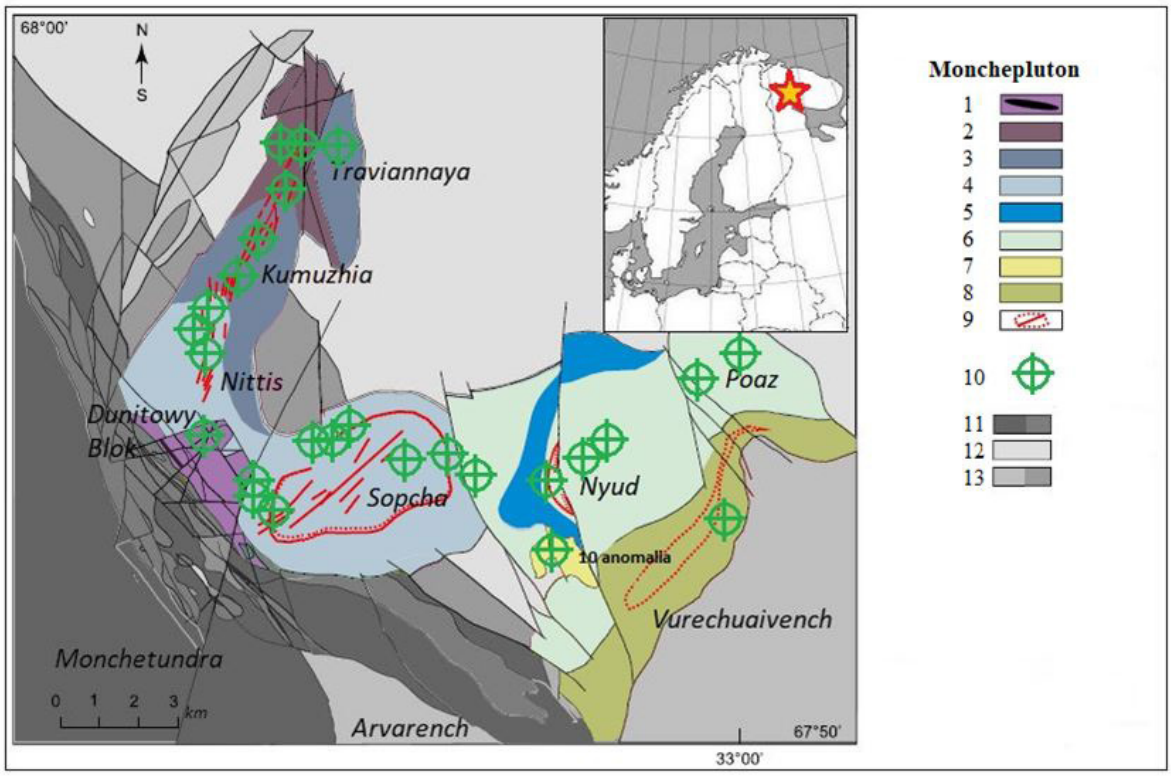


Fig. 1. Sketch map of the Monchepluton intrusion (according to Mitrofanov, Smolkin 2004; simplified by the authors) and sampling points.
1 – dunite, chromitite, 2 – harzburgite, 3 – other peridotites, 4 – orthopyroxenite, 5 – norite, olivine norite, 6 – gabbronorite, 7 – gabbro, 8 – anorthosite, 9 – sulfide ore mineralization, 10 – sampling points, 11 – rocks of the Monchetudra massif, 12 – rocks of the Imandra–Varzuga Belt, 13 – rocks of the Kola Series.

Рис. 1. Схематическая карта вторжения Мончеплутона (по Митрофанову, Смолкину, 2004; упрощено авторами) и точки отбора проб.
1 – дунит, хромитит, 2 – гарцбургит, 3 – другие перидотиты, 4 – ортопироксенит, 5 – норит, оливин-норит, 6 – габбронорит, 7 – габбро, 8 – анортозит, 9 – сульфидная рудная минерализация, 10 – точки отбора проб, 11 – породы массива Мончетудра, 12 – породы пояса Имандра–Варзуга, 13 – породы Кольской серии.

been used in the assessment of rock porosity (Chen et al., 2021; Gulbin, Evabgulova, 2003; Kincal et al., 2010; Lehmann et al., 2003; Martin, Reyes, 2008), geophysical and reservoir (Mohammadi et al., 2013; Zhengli et al., 2014), tectonic (Sły et al., 2014), and textural studies of rocks (Gerig et al., 2010; Singh et al., 2021; Voytekhovsky et al., 1997; Zheru et al., 2001). The correlation of the shape of rock-forming minerals in the context of the petrographic description of rocks is still quite poorly understood. This paper aims at studying the fractal dimension of rock-forming minerals and interpreting the results in terms of the advancement of secondary processes in the Paleoproterozoic PGE-bearing Monchepluton intrusion. This 2.5 Ga intrusion occurs in the north of the Baltic shield in the Murmansk region (NE Fennoscandia) (fig. 1; Huber, 2021; Bayanova et al., 2019; Pozhilenko et al., 2002).

Methods

Rock samples were collected from the Monchepluton in 2017-2019 to be used for preparing thin sections (see Fig. 1 for sampling points). They were examined using a Leica DM2500P optical polarizing microscope at the Department of Geology, Soil Science and Geoinformation of the Maria Curie-Skłodowska University in Lublin. Further, several rock-forming minerals (olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, and plagioclase) were selected to analyze their shape by the following formula (1) (Petigen et al., 1992) using the QGIS and MS Excel software:

$$D = \frac{(\log_{x2}-\log_{x1})}{(\log_{d2}-\log_{d1})} \quad (1),$$

where x_1 and x_2 correspond to the number of passes of the individual squares x_1 and x_2 along the contour of the shape, with d_1 and d_2 meaning their respective side lengths. The results of these measurements were correlated with those of the petrographic analysis for the rocks and their location in the massif. The data were interpreted accordingly.

Results and Discussion

Olivines in the Travyanaya rocks show higher fractal dimension coefficients while the highest ones are observed in the rocks where olivine is subject to corrosion (Nyud and Kumuzh'ya). Orthopyroxenes show the lowest coefficients in the orthopyroxenite rocks of the Kumuzh'ya, Nyud and eastern part of the Sopcha intrusions while the highest coefficients are found for the gabbronorites of the Nyud and Poaz massifs where these rocks are often exposed to the action of secondary processes. In case of clinopyroxenes, the lowest values were recorded in the rocks of the Nittis massif with tiny faceted crystals in the shear zones which are also typical of the Sopcha and Kumuzh'ya intrusions. The highest coefficients were established for the Nyud and Poaz rocks where the clinopyroxene is amphibolized. In case of plagioclases, the lowest coefficients were registered in the Kumuzh'ya and Sopcha rocks. The plagioclase forms there small minor crystals. On the contrary, the highest coefficients are recorded in large, sericitized plagioclases of the Poaz and Nyud gabbroids. The fractal dimension coefficients obtained for individual minerals correlate with their morphology in the rock.

Knowing the value for the base mineral (fresh, unchanged in a given type of rock), one may determine the precise percentage of how much the tested individual in the rock fits the above formula. By correlating these data with microscopic observations of samples, it is possible to find and scale the coefficient so that it corresponds to the ranges specified for the given minerals. For example, if a pure olivine from the Dunite block has a fractal dimension of 1.44, an accessory olivine in the olivine gabbronorite – of 1.5, and these values for olivine with reactive crowns and

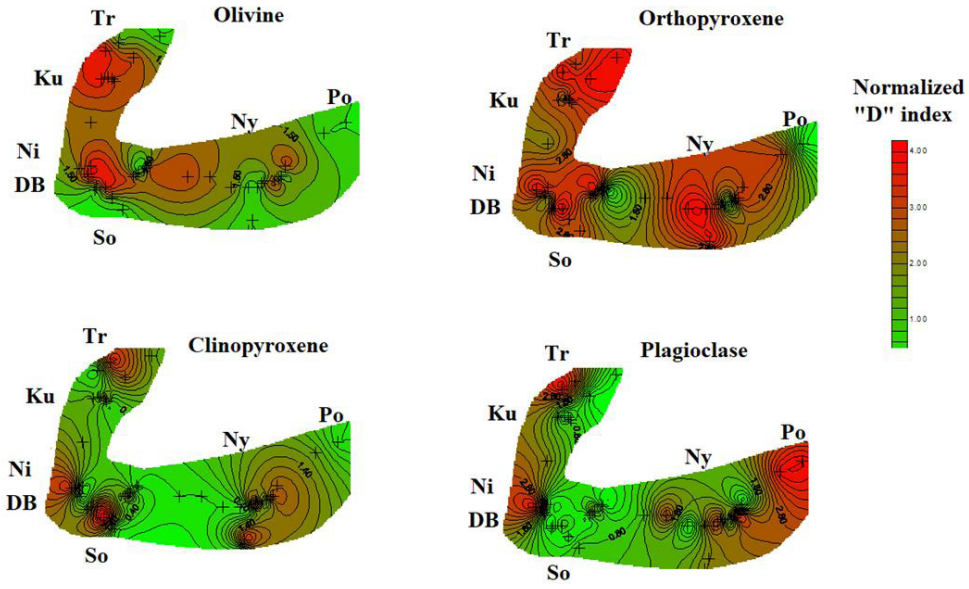


Fig. 2. Normalized fractal coefficients in various rocks-forming minerals from the Monchepluton.

Рис. 2. Нормализованные фрактальные коэффициенты в различных породообразующих минералах Мончеплутона.

corrosion decay vary from 1.6 to 1.8, the results can be scaled so that these intervals are more readable by assigning values of 1.00 to 4.00 to these minerals respectively. Similar data treatments can be applied to orthopyroxenes, clinopyroxenes and plagioclases where the zero value was inserted if the minerals were not counted. These values were superimposed on the coordinates of the discussed points and geological map of the Monchepluton massif (fig. 2).

In case of olivines, one can see that these minerals are often heavily corroded in the western part of the Monchepluton (Nittis-Kumuzh'ya-Travyanaya massifs or NKT) with abundant shear zones. The lowest coefficients for olivines are recorded at Nittis, Western Sopcha and Nyud's Critical Horizon where these minerals are euhedral.

In case of orthopyroxene, the situation drastically changes. This mineral shows high fractal dimension coefficients in the area of the NKT and Nyud massifs while Sopcha and Poaz expose much lower coefficients. This is due to numerous secondary processes occurring in the rocks in question (faults, sulfide veins, orthopyroxene mylonitization, and corrosion zones). This mineral, due to its presence in almost all the discussed rocks, is an indicator phase showing the degree of the secondary processes' maturity in the Monchepluton intrusion (fig. 2).

Clinopyroxenes generally yield low coefficients due to the fact that in the Sopcha and western Monchepluton massifs, if it occurs, it is a minor mineral represented by small laths. However, sometimes secondary crystallization of clinopyroxenes is so advanced that it forms a crystallizing phase in the orthopyroxene interstices that erodes these mineral. In the above rocks, clinopyroxenes show the highest fractal coefficient. The highest values are also established for plagioclases from the Poaz gabbroids where they form large crystals with visible sericitization processes.

It is supposed that the images in figure 2 demonstrate the degree of the secondary processes' advancement in the rocks in question. The presented normalized data can be summed up to show the average index for all the discussed minerals taken together.

The investigation of the averaged total values' distribution in all 4 discussed minerals from the Monchepluton (fig. 3) implies that more frequently these values significantly increase in the western part of the Monchepluton (NKT) due to the numerous secondary processes in the rocks in question. The case is similar in the Sopcha and Nyud massifs where diverse rocks and critical horizons are also influenced by multiple secondary processes. Relatively lower values were recorded in

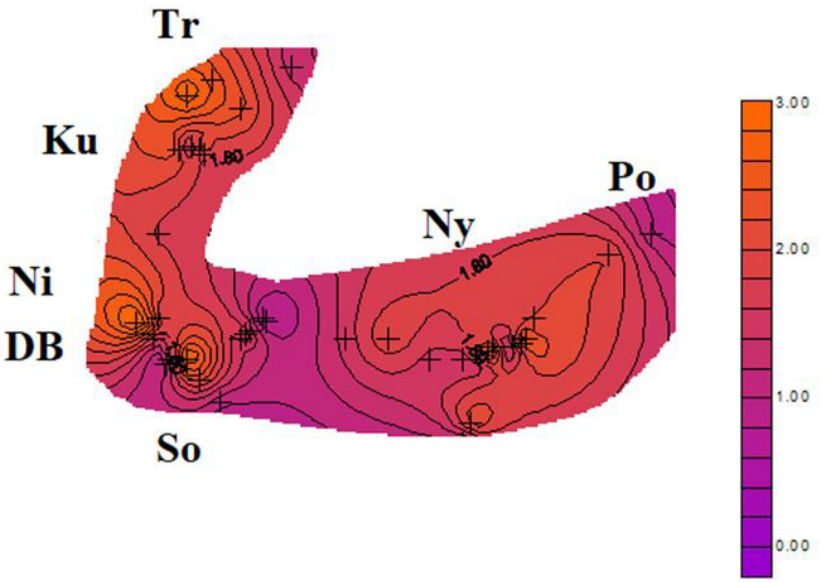


Fig. 3. Distribution of average total values in all 4 discussed minerals from the Monchepluton.
Рис. 3. Распределение средних суммарных значений по всем 4 обсуждаемым минералам Мончеплутона.

the Poaz massif with gabbroids and in the eastern part of the Travyanaya and Sopcha massifs with orthopyroxenites where secondary processes are less common.

The described method demonstrates its universality and provides a possibility of mathematizing the morphology of the studied minerals. However, the aspect ratio itself does not depend on its orientation around the crystallographic axis of a mineral; it is merely a numerical indicator. Therefore, analysis of the fractal dimension also requires considering the petrographic nature of given rock-forming minerals. Petrographic analyses should precede fractal studies; otherwise, without this knowledge, distortions in the interpretation of the results may arise. Another essential argument lies in the fact that the shape of rock-forming minerals may be different in various intrusions depending on their genesis. Thus, studying several rock intrusions and generalizing the results demand taking this into account and possibly scaling individual results because mechanical comparison of these data may lead to erroneous conclusions.

Conclusions

The Monchepluton intrusion consists of peridotites and gabbroid rocks. It is a Paleoproterozoic layered PGE-bearing intrusion where such minerals as olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, and plagioclase represent important indicators of the evolution of this intrusion, especially with regard to secondary processes that occurred there. The examination of the fractal dimension factor allows mathematizing the shape of these minerals and visualizing it in the form of maps. To compare these minerals with each other, one has to re-scale them so that the factor corresponds to the similar nature of their boundaries. This helps plotting a collective diagram that shows advancement of the secondary processes. However, the analysis and interpretation of these data require petrographic research and determination of the role of these minerals in the rocks. Although the method is relatively simple and repeatable, it requires careful interpretation because in different massifs these minerals may have various morphologies in the rocks which affect their fractal shape factor.

38 samples from the Monchepluton were selected. Each of the discussed samples was assigned a map (fig. 1). These are samples of dunites, harzburgites and orthopyroxenites from the NKT and Sopcha massifs, as well as gabbronorites and olivine gabbronorites from the Nyud and Poaz massifs. In each sample, several individuals of rock-forming minerals were examined, and then the results of the fractal dimension were averaged to one result for a given mineral in the rock sample. Generally, for the examined olivines, the lowest fractal dimension factor corresponds to euhedral olivine crystals from the critical horizons of the Sopcha and Nyud massifs.

References

1. Bayanova T., Korchagin A., Mitrofanov A., Serov P., Ekimova N., Nitkina E., Kamensky I., Elizarov D., Huber M. Long-Lived Mantle Plume and Polyphase Evolution of Palaeoproterozoic PGE Intrusions in the Fennoscandian Shield. Minerals. 2019. N. 9. V. 59. P. 3–22.
2. Chen T.L., Shi Z.L., Wen A., Yan D., Gou J., Chen J., Liu Y., Chen R. Multifractal characteristics and spatial variability of soil particle-size distribution in different land use patterns in a small catchment of the Three Gorges Reservoir Region, China. J. Mt. Sci. 2021. 18, 1. P. 111–125. DOI: 0.1007/s11629-020-6112-5.
3. Gerig A., Kruhl J.H., Caggianelli A. Quantification of Flow Patterns in Sheared Tonalite Crystal-melt Mush: Application of Fractal-geometry Methods. Journal Geological Society Of India. 2010. V. 75. P. 210–224. DOI: 0016-7622/2010-75-1-210.
4. Huber M. Dynamics of metamorphism processes by the fractal texture analysis of garnets, amphibole, and pyroxenes of Lapland Granulite Belt, Kola Peninsula. Journal of Biology and Earth Sciences. 2012. V. 2. P. 50–55.
5. Huber M., Hałas S., Serov P.A., Ekimova N.A., Bayanova T.B. Sm-Nd dating and stable isotope geochemistry of sulfides and U-Pb ages of layered intrusions from the northern part of the Baltic Shield, Mineralogia. 2012. V. 39. P. 107.
6. Huber M. Ewolucja kolsko-laplandzkiego pasa mobilnego na przykładzie platynonośnej paleoproterozoicznej intruzji warstwowanej moncheplutonu. Wyd. UMCS. 2021.
7. Kincal C., Koca M.Y., Ozden G., Demirbasa N. Fractal parameter approach on weathering grade determination of Cesme (Izmir, Turkey) tuffs. Bull. Eng. Geol. Environ. 2010. V. 69. P. 617–629. DOI 10.1007/s10064-010-0309-8.

8. Lehmann P., Stahla M., Papritz A, Gygi A., Fluher H. A Fractal Approach to Model Soil Structure and to Calculate Thermal Conductivity of Soils. Transport in Porous Media. 2003. V. 52. P. 313–332.
9. Martin M.A., Reyes M. A Fractal Interaction Model for Winding Paths through Complex Distributions: Application to Soil Drainage Networks. Pure Appl. Geophys. 2008. V. 165. P. 1153–1165. DOI 10.1007/s00024-004-0351-7.
10. Mitrofanov F.P., Smolkin V.F. Stratified intrusions of the Monchegorsk ore region: petrology, mineralization, isotopy, deep structure. In 2 parts. Ed. Apatity: Kola Scientific Center, Russian Academy of Sciences. 2004. P. 344.
11. Mohammadi A., Khakzad A., Omran N.R., Mahvi M.R., Moarefvand P., Afzal P. Application of number–size (N-S) fractal model for separation of mineralized zones in Dareh-Ashki gold deposit, Muteh Complex, Central Iran. Arab J Geosci. 2013. V. 6. P. 4387–4398. DOI 10.1007/s12517-012-0662-y.
12. Petigen H.O., Jürgens H., Saupe D. Fractals for the Classroom. Springer-Verlag N.Y. 1992. V. 1. P. 546.
13. Pozhilenko V.I., Gavrilenko B.V., Zhirov D.V., Zhabin S.V. Geology of the ore regions in the Murmansk region, Apatity. 2002. P. 360.
14. Singh A, K, Upadhyay D, Pruseth K.L., Mezger K., Nanda J.K., Maiti S., Saha D. Shock Metamorphic Features in the Archean Simlipal Complex, Singhbhum Craton, Eastern India: Possible Remnant of a Large Impact Structure. Journal Geological Society Of India. 2021. V. 97. P. 35-47. DOI: 10.1007/s12594-021-1623-4.
15. Voytekhovsky Y.L., Shpachenko A.K., Skiba V.I. Cell-zonal textures of tinguaites from the Kola Peninsula. Geol Rundsch. 1997. V. 86. P. 531–538.
16. Zheru Z., Huahi M., Cheng Q. Fractal Geometry of Element Distribution on Mineral Surfaces. Mathematical Geology. 2001. 33, 2.
17. Zhengli M., Jianqing L., Yang B. The geochemical multi-fractal characteristics and mineralization of the Dehelongwa copper-gold deposit. Chin. J. Geochem. 2014. V. 33. P. 280–288. DOI: 10.1007/s11631-014-0689-89.

Содержание Content

Предисловие главного редактора 3
Foreword by the Editor-in-Chief 3

Авдонина А.М., Бондарь И.В. Влияние новейшей тектоники на гидротехнические сооружения Кемского каскада ГЭС 4
Avdonina A.M., Bondar I.V. The influence of the recent tectonics on the hydro-technical utilities of the Kem' cascade of hydroelectric power plants 4

Амосов П.В. Оценка объема оттаявшей породы через интегрирование теплофизических параметров. 9
Amosov P.V. Estimation of the volume of thawed rock by integration of thermophysical parameters 9

Андреева Л.И., Мусин Р.И. Оценка эффективности эксплуатации горнотранспортного оборудования 14
Andreeva L.I., Musin R.I. Effectiveness evaluation of mining-and-transport equipment maintenance 14

Анисимов Р.Л., Кириллова П.А., Петракова М.Е., Балтыбаев Ш.К. Раннепротерозойские кааламский и велимякский магматические комплексы Северного Приладожья: источники и эволюция магм 20
Anisimov R.L., Kirillova P.A., Petrakova M.E., Baltybaev S.K. Kaalamo and velimyaky early-proterozoic magmatic complexes of the Northern Ladoga area: sources and evolution of magmas 20

Базарова Е.П. Вторичные отложения и эволюция Онотских пещер (Восточный Саян) 26
Bazarova E.P. Secondary deposits and evolution of the Onotskie caves (Eastern Sayan) . . .26

Базарова Е.П., Савельева В.Б., Данилова Ю.В. Геохимия ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Большетагнинского массива (Восточный Саян) 31
Bazarova E.P., Savelyeva V.B., Danilova Yu.V. Geochemistry of ultramafic-alkaline rocks and carbonatites of the Bol'shetagninsky massif (Eastern Sayan) 31

Балаганский В.В. Петрохимия неоархейских кислых метавулканитов лебяжинской свиты Кейвского террейна, арктическая зона Фенноскандинавского щита 37
Balagansky V.V. Major element chemistry of Neoarchean acid metavolcanics of the Lebyazhka Formation, Keivy Terrane, Arctic part of the Fennoscandian Shield 37

Бастрыгина С.В., Конохов Р.В., Беляевский А.Т. Использование базальтовой микрофибры в легком бетоне повышенной прочности 48
Bastrygina S.V., Konokhov R.V., Belyaevsky A.T. The use of basalt microfiber in lightweight concrete with increased strength 48

Белогурова О.А., Саварина М.А., Шарай Т.В. Форстеритовые углеродсодержащие материалы на магнийфосфатной связке 53
Belogurova O.A., Savarina M.A., Sharai T.V. Forsterite carbon-containing materials on magnesium phosphate bond 53

Белогурова Т.П., Нерадовский Ю.Н. , Беляевский А.Т. Исследование микроструктуры бетонов при воздействии кислых сред методом электронной микроскопии 59
Belogurova T.P., Neradovsky Y.N., Belyaevsky A.T. Investigation of the microstructure of concrete under the influence of acidic media by electron microscopy 59

Бондарь И.В., Маринин А.В. Следы поля напряжений северо-восточного сжатия на Кольском полуострове (центральная часть Мурманской области) 64
Bondar I.V., Marinin A.V. Traces of the stress field of the north-eastern compression on the Kola Peninsula (central part of the Murmansk region). 64

Борисова Е.Б., Балтыбаев Ш.К., Бочаров В.Н. Об устойчивости ставролита при изменении соотношения H_2O: CO_2 во флюиде: термодинамический анализ минеральных парагенезисов 69
Borisova E.B., Baltybaev Sh. K., Bocharov V.N. Staurolite stability depending on the H_2O: CO_2 ratio in the fluid: thermodynamic analysis of mineral parageneses 69

Вашков А.А., Носова О.Ю., Толстобров Д.С. Краевые ледниковые образования в бассейне р. Цага (западная часть Кольского полуострова) 74
Vashkov A., Nosova O., Tolstobrov D. Ice marginal formations in the Tsaga River Basin (the west part of the Kola Peninsula) 74

Вивдич Э.С., Балтыбаев Ш.К., Галанкина О.Л. PT-параметры многостадийной эволюции пород Мейерского надвига в юго-восточном окончании Раахе-Ладожской зоны (Северное Приладожье) 79
Vivdich E.S., Baltybaev S.K., Galankina O.L. PT-parameters of polystage evolution of the rocks of the Maeyeri thrust zone in the southeastern end of the Raahe-Ladoga zone (Northern Ladoga). 79

Вихоть А.Н., Лютоев В.А. Поведение несвязных грунтов г. Сыктывкара при вибродинамических нагрузках. 84
Vikhot A.N., Lutoev V.A. Noncohesive soils behavior of Syktyvkar through vibrodynamic loads 84

Войтеховский Ю.Л., Нерадовский Ю.Н., Мирошниченко Т.А. О горных породах, рудах и почвах в зоне влияния аэротехногенных выбросов комбината «Североникель». 89
Voytekhovsky Y.L., Neradovsky Y.N., Miroshnichenko T.A. On the rocks, ores and soils in the area affected by aerotechnogenic emissions of the «Severonikel» plant 89

Войтеховский Ю.Л., Захарова А.А. Аналитическая геометрия кристаллической горной породы 96
Voytekhovsky Y.L., Zakharova A.A. Analytical geometry of crystalline rock 96

Войтеховский Ю.Л., Чукаева М.А., Степенщиков Д.Г. Инварианты пространственных разбиений в минеральной и биологической природе 102
Voytekhovsky Y.L., Chukaeva M.A., Stepenshchikov D.G. Invariants of spatial partitions in mineral and biological nature 102

Волков А.В., Галямов А.Л., Мурашов К.Ю. Геохимические особенности руд Au-Hg месторождений Калычанской металлогенической зоны (Северо-восточная Якутия) 107
Volkov A.V., Galyamov A.L., Murashov K.Yu. The geochemical features of the ores of Au-Hg deposits of the Kalychan metallogenic zones (Northeast Yakutia). 107

Голубева И.И., Смолева И.В., Леденцов В.А. Изотопно-геохимические данные фенитизированных карбонатных пород быстринской серии (рифей) Среднего Тимана 113
Golubeva I.I., Smoleva I.V., Ledentsov V.A. Isotope-geochemical features of fenitized carbonate rocks (Riphean) of the Middle Timan 113

Гордеев Н.А., Бондарь И.В. Тектонофизический анализ южного берега Кандалакшского залива 119
Gordeev N.A., Bondar I.V. Tectonophysical analysis of the southern coast of the Kandalaksha Bay 119

Гордеев Н.А., Клоков И.А., Стрельников А.А. Результаты обработки геологических стресс-индикаторов для доголоценовых землетрясений Кандалакшского района 124
Gordeev N.A., Klokov I.A., Strelnikov A.A. Results of the analysis of geological stress indicators for pre-Holocene earthquakes in the Kandalaksha region 124

Григорьева А.В., Служеникин С.Ф., Волков А.В. Особенности распределения палладия в массивных рудах Октябрьского месторождения (Норильский район) . . .130
Grigorieva A.V., Sluzhenikin S.F., Volkov A.V. Features of palladium distribution in massive ores of the Oktyabrsky deposit (Norilsk district) 130

Данилова Ю.В., Савельева В.Б., Демонтерова Е.И., Базарова Е.П., Данилов Б.С. Источники кимберлитоподобных пород и ультрамафических лампрофиров в Восточном Присаянье по изотопно-геохимическим данным 134
Danilova Yu.V., Savel'eva V.B., Demonterova E.I., Bazarova E.P., Danilov B.S. The sources of the melt of kimberlite-like rocks and ultramafic lamprophyres in the Eastern Sayan area according to isotope-geochemical data. 134

Даувальтер В.А., Слуковский З.И., Денисов Д.Б., Гузева А.В. Геохимия арктического горного озера в условиях загрязнения стоками апатит-нефелинового производства . . .140
Dauvalter V.A., Slukovskii Z.I., Denisov D.B., Guzeva A.V. Geochemistry of an arctic mountain lake under conditions of wastewater pollution from apatite-nepheline production . .140

Даувальтер В.А., Мещеряков Н.И., Усягина И.С., Духно Г.Н., Шарин В.В., Слуковский З.И., Денисов Д.Б.Тяжелые металлы в донных отложениях озера Фара, Западный Шпицберген 145
Dauvalter V.A., Meshcheryakov N.I., Usyagina I.S., Dukhno G.N., Sharin V.V., Slukovskii Z.I., Denisov D.B. Heavy metals in sediments of Lake Fara, West Svalbard 145

Даувальтер М.В., Даувальтер В.А., Денисов Д.Б., Слуковский З.И. Загрязнение горного озера стоками апатит-нефелинового производства 150
Dauvalter M.V., Dauvalter V.A., Denisov D.B., Slukovskii Z.I. Contamination of a mountain lake by wastewaters of apatite-nepheline production 150

Денисова Ю.В. Термическая характеристика гранитов Бадьяюского массива (Приполярный Урал) по монациту 155
Denisova Yu.V. Thermal characteristics of granites of the Badyayu massif (the Subpolar Urals) according to monazite 155

Евзеров В.Я. Торф – неиспользованный сырьевой ресурс северо-запада Российской Арктики 160
Yevzerov V.Ya. Peat – as an untapped resource of the North-Western Russian Arctic. 160

Егорова Ю.С., Арестова Н.А., Кучеровский Г.А., Чекулаев В.П. Роль коровой контаминации в формировании сумийских базальтов и андезибазальтов Карельской провинции Фенноскандинавского щита 165
Egorova Yu.S., Arestova N.A., Kucherovsky G.A., Chekulaev V.P. The role of crustal contamination in the formation of the early Paleoproterozoic basalts and basaltic andesites from the Karelian province of the Fennoscandian shield 165

Зайцев В.А., Елизаров Д.В. Новые данные о возрасте и гетерогенности Контайской интрузии (Полярная Сибирь) 172
Zaitsev V.A., Elizarov D.V. The new data on the age and isotope heterogeneities of Kontay intrusion (Polar Siberia) 172

Зозуля Д.Р., Соловьева А.Н., Чикирёв И.В. Уникальные гематитовые жилы Терского побережья, Кольский регион: состав, структурно-текстурные особенности и генезис 177
Zozulya D.R., Solovjova A.N., Chikiryov I.V. Unique hematite veins of Tersky Coast, Kola region: composition, structural-textural features and genesis 177

Зубова Е.М., Терентьев П.М., Постнова С.В. Новые данные о видовом составе и биологических характеристиках рыб озер г. Мурманск 183
Zubova E.M., Teretjev P.M., Postnova S.V. New data on the species composition and biological characteristics of fish in lakes from Murmansk 183

Калинин А.А. Зональность измененных минерализованных пород на медно-молибденовом порфировом рудопроявлении Пеллапахк 188
Kalinin A.A. Zoning of altered rocks in the Pellapahk copper-molybdenum porphyry occurrence 188

Калинкин А.М., Гуревич Б.И., Калинкина Е.В., Залкинд О.А., Иванова А.Г., Кругляк Е.А. Получение геополимеров с использованием механоактивированной смеси золы уноса с кальцитом и жидкого стекла 193
Kalinkin A.M., Gurevich B.I., Kalinkina E.V., Zalkind O.A., Ivanova A.G., Kruglyak E.A. Preparation of geopolymers using mechanically activated composition of fly ash with calcite and liquid glass 193

Каменский И.Л. К вопросу о карбонатитовом штоке Хибин: могут ли быть найдены алмазы на дне Умбозера? 198
Kamensky I.L. On the issue of the Khibiny carbonatite stock: is it possible to find diamonds on the bottom of Lake Umbozero? 198

Климова Е.В., Матреничев В.А. Дренажные растворы зоны выщелачивания гипергенного профиля метабазальтов. Зависимость состава дренажных растворов от уровня метаморфизма субстрата 202
Klimova E.V., Matrenichev V.A. The dependence of the composition of drainage solutions in the weathering crust of metabasalts on the degree of their metamorphic transformation 202

Когарко Л.Н., Глазатова И.А. Геохимия и фракционирование Zr и Hf в щелочно-карбонатитовой магматической системе массива Кугда (Полярная Сибирь). 206
Kogarko L.N., Glazatova I.A. Geochemistry and Fractionation of Zr and Hf in the alkaline-carbonatite Magmatic System of the Kugda Massif (Polar Siberia) 206

Королева А.О., Родкин М.В. Комплекс геофизических, геоморфологических и сейсмотектонических исследований в изучении постледниковой активности западных Хибин (на примере ущелья Аку-Аку). 211
Koroleva A.O., Rodkin M.V. A complex of geophysical, geomorphological and seismotectonic research in the study of postglacial activity of the western Khibiny (on the example of the Aku-Aku gorge) 211

Кравченко А.А. Опыт использования карт трансформантного сопротивления при электрофациальном анализе по данным электроразведки в районе Вилюйской синеклизы 218
Kravchenko A.A. Experience in using transformant resistance maps for electro-facial analysis based on electrical prospecting data in the area of the Vilyui syneclise. 218

Крылов И.О. Типоморфные особенности клинопироксенов в породах интрузий норильского типа 223
Krylov I.O. Typomorphic features of clinopyroxenes in rocks of the Norilsk type intrusions 223

Кузнецова Е.В. Исследование структурных и сорбционных свойств глауконита 227
Kuznetsova E.V. Study of the structural and sorption properties of glauconite 227

Кулешевич Л.В., Лавров О.Б. Молибдошеелиты медно-молибден-порфировых месторождений и рудопроявлений Карелии (на примере рудных полей Лобаш и Ялонвара) 233
Kuleshevich L.V., Lavrov O.B. Molybdoscheelites from Karelia's copper-molybdenum-porphyry deposits and ore occurrences (case study of the Lobash and Jalonvaara ore fields). . . 233

Кулешевич Л.В., Дмитриева А.В. Геохимические особенности измененных пород на месторождениях рудного поля Лобаш, Карелия 239
Kuleshevich L.V., Dmitrieva A.V. Geochemical characteristics of altered rocks at Lobash Ore Field deposits, Karelia 239

Лавров О.Б. Типоморфные особенности самородного золота и электрума из северо-западного фланга Янисйокского благороднометалльного рудопроявления (Питкярантский район, Карелия) 244
Lavrov O.B. Typomorphic characteristics of the native gold and electrum from the northwestern flanc of Janisjoki noble-metal ore occurrence (Pitkaranta region, Karelia) . . .244

Лаломов А.В., Бочнева А.А. Методика численного прогнозирования редкометалльных россыпей на основе формализации факторов россыпеобразования (на примере лопаритовых россыпей Ловозерского массива) . . .247
Lalomov A.V., Bochneva A.A. Method of numerical forecasting of rare metal placers based on formalization of placer formation factors (on the example of loparite placers of the Lovozero massif) 247

Левин Б. О разных подходах к принципу Кюри 252
Levin B. About different approaches to the Curie principle 252

Левин Б. Принцип Кюри – история становления и перспективы в геологии. 258
Levin B. Curie principle - formative history and prospects in geology 258

Лобанов К.В., Чичеров М.В., Шаров Н.В. Кольская сверхглубокая скважина и рудообразующие системы Печенгского района. 265
Lobanov K.V., Chicherov M.V., Sharov N.V. The Kola superdeep borehole and ore-forming systems of the Pechenga region. 265

Лобанов К.В., Волков А.В., Галямов А.Л., Лаломов А.В., Мурашов К.Ю. Металлоносные конгломераты – потенциальные источники россыпей в Арктической зоне России 270
Lobanov K.V., Volkov A.V., Galyamov A.L., Lalomov A.V., Murashov K.Yu. Metalliferous conglomerates are potential sources of placers in the Arctic zone Russia 270

Лобач-Жученко С.Б., Каулина Т.В., Егорова Ю.С. Следы импактных событий в архее Побужского гранулито-гнейсового комплекса Украинского щита 275
Lobach-Zhuchenko S.B., Kaulina T.V., Egorova Yu.S. Impact traces in the Archean Bug granulite complex of the Ukrainian Shield 275

Лялина Л.М., Селиванова Е.А., Золотарев А.А. (мл.), Савченко Е.Э. Правила или традиции – основа для номенклатуры минералов группы трифилина 282
Lyalina L.M., Selivanova E.A., Zolotarev A.A. (jr), Savchenko Ye.E. Rules and traditions as a foundation for nomenclature of the triphylite group minerals 282

Маркович Д.И., Жиров Д.В. Минерально-вещественный состав разломов Хибинского массива на примере данных по месторождениям Олений ручей и Расвумчорр: аспекты эволюции и варианты интерпретации. 287
Markovich D.I., Zhirov D.V. Mineral and chemical composition of the Khibiny massif faults on the example of data on the Oleniy Ruchey and Rasvumchorr deposits: aspects of evolution and interpretation options 287

Межеловская С.В., Межеловский А.Д., Смолькин В.Ф. Детритовые цирконы как источник информации при реконструкции условий осадконакопления терригенных комплексов Ветреного пояса (Фенноскандинавский щит) 292
Mezhelovskaya S.V., Mezhelovskiy A.D., Smolkin V.F. Detrital zircons as a source of information for reconstructing the sedimentation conditions of terrigenous formations of the Vetreny Belt (Fennoscandinavian Shield) 292

Митрофанова Г.В., Черноусенко Е.В., Артемьев А.В., Веселова Е.Г. Особенности минерального состава складированных отходов обогащения апатитсодержащих руд 296
Mitrofanova G.V., Chernousenko E.V., Artemiev A.V., Veselova E.G. Specialities of mineral composition of stockpiled apatite ore processing waste 296

Молчанов А.Б., Гордеев Н.А. Автоматизация метода реконструкции неотектонических напряжений Л.А. Сим с применением алгоритмов компьютерного зрения 301
Molchanov A.B., Gordeev N.A. Application of computer vision algorithms in tectonophysics. 301

Молчанов В.П., Андросов Д.В., Молчанова Н.Н. Стратегические металлы руд и россыпей интрузий ультрабазитов Сихотэ-Алиня (Приморье) 305
Molchanov V.P., Androsov D.V., Molchanova N.N. Strategic metals of ores and placers of ultrabasite intrusions of Sikhote-Alin (Primorye) 305

Николаева С.Б., Лаврова Н.Б. Палеоклиматические и природно-динамические изменения окружающей среды в голоцене на юге Мурманской области: результаты изучения донных осадков озер в районе Лувеньгских тундр 310
Nikolaeva S.B., Lavrova N.B. Reconstruction of paleoenvironmental changes in the south of Murmansk region during the Holocene: results of study the lake sediments in the Luvenga mountains area 310

Никонов А.А. К вопросу о заглублении раскрытых активных разломов в фундаменте Кольского полуострова 316
Nikonov A.A. Revealed matters and new approach concerning to deep-rooted open clefts in crystalline basement of the Kola Peninsula region 316

Ниткина Е.А., Баянова Т.Б., Лялина Л.М., Ларионов А.Н. Минералогия циркона и U-Pb возраст метаморфических процессов в гнейсах ТТГ Ингозерского массива (Кольский регион): данные U-Pb SHRIMP датирования 321
Nitkina E.A., Bayanova T.B., Lyalina L.M., Larionov A.N. Mineralogy of zircon and U-Pb age of metamorphic processes in TTG gneisses of the Ingozero massif complex (Kola region): U-Pb SHRIMP dating 321

Осипов А.С., Антонов А.А. Гальгенбергит-(Ce) из щелочных пород Кондёрского массива (Хабаровский край) 326
Osipov A.S., Antonov A.A. Galgenbergite - (Ce) from alkaline rocks of the Konder massif (Khabarovsk Krai) 326

Петракова М.Е., Анисимов Р.Л., Балтыбаев Ш.К. Об источниках магм для пород потуданского и павловского комплексов в Волго-Донском орогене (Воронежский кристаллический массив) 332
Petrakova M.E., Anisimov R.L., Baltybaev Sh.K. Mantle sources of the Pavlovsk and Potudan complexes in the Volgo-Don orogen (Voronezh Crystalline massif) 332

Пилицын А.Г., Волков А.В. Перспективы золотоносности Северо-востока России по оценке геохимической специализации рудовмещающих структур 338
Pilitsyn A.G., Volkov A.V. Prospects for gold content in the North-East of Russia according to the assessment of the geochemical specialization of the ore-bearing structures 338

Савельева В.Б., Базарова Е.П., Хромова Е.А., Данилова Ю.В. Минералы Ba и Sr в породах Большетагнинского массива ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов (юг Сибирского кратона) 342
Savelyeva V.B., Bazarova E.P., Khromova E.A., Danilova Yu.V. Minerals Ba and Sr in the rocks of the Bol'shetagninsky massif of ultramafic-alkaline rocks and carbonatites (southern Siberian craton) 342

Савчук Ю.С., Волков А.В. Перспективы Приполярного Урала на золото-сульфидное прожилково-вкрапленное оруденение: прогнозирование нетрадиционного оруденения в складчато-надвиговых поясах 347
Savchuk Yu.S., Volkov A.V. Prospects of the Subpolar Urals for gold-sulfide vein-disseminated mineralization: forecasting unconventional mineralization in fold-thrust belts 347

Серов П.А., Баянова Т.Б. Коэффициенты распределения минерал/порода для Nd и Sm в сульфидных минералах из мафит-ультрамафитовых комплексов Балтийского щита 352
Serov P.A., Bayanova T.B. Mineral-rock distribution coefficients for Nd and Sm from sulfide minerals of mafic-ultramafic complexes of the Baltic Shield 352

Сидорова Н.В., Артемьев Д.А. Микропримеси в галените «красичных» жил Березовского месторождения, по данным LA-ICP-MS 359
Sidorova N.V., Artem`ev D.A. Trace elements in galena (LA-ICP-MS) of the «krassyk» gold-sulphide-quartz veins from the Berezovsk deposit 359

Соболева А.А., Филиппов В.Н. Ксенотим-(Y) из мусковитовых пегматитов юго-восточной оконечности п-ова Канин 363
Soboleva A.A., Filippov V.N. Xenotime-(Y) from muscovite pegmatite of the southeastern extremity of the Kanin Peninsula 363

Толстобров Д.С., Вашков А.А., Колька В.В., Шелехова Т.С. Предварительные данные о перемещении береговой линии в районе села Кереть, Северная Карелия 368
Tolstobrov D.S., Vashkov A.A., Kolka V.V., Shelekhova T.S. Preliminary data about sea level change near the Keret village, North Karelia 368

Толстых М.Л., Бабанский А.Д. Особенности состава мегакристов анортита в породах вулкана Малый Тигиль(Срединный хребет, Камчатка) как маркер параметров субдукции 372
Tolstykh M.L., Babansky A.D. Compositional features of anorthite megacrysts in lavas of Maly Tigil volcano(Sredinny Range, Kamchatka) as a marker of subduction parameters 372

Толстых М.Л., Певзнер М.М. Признаки магматического смешения в тефре вулкана Хангар (Срединный хребет, Камчатка) по данным геотермометрии 377
Tolstykh M.L., Pevzner M.M. Magma mixing in the tephra of the Khangar volcano: evidence of geothermometry 377

Удоратина О.В., Варламов Д.А. Редкоземельные и редкие карбонаты фенитов Косьюского рудного поля(Средний Тиман) 382
Udoratina O.V., Varlamov D.A. Rare-earth carbonates of the phenites of the Kosyu ore field (Middle Timan). 382

Уляшева Н.С. Признаки присутствия океанической коры в харбейском метаморфическом комплексе (Полярный Урал) 387
Ulyasheva N.S. Signs of the presence of oceanic crust in the Kharbei metamorphic complex (Polar Ural). 387

Чащин В.В., Савченко Е.Э. Офитовые габбронориты основания массива Кумужья, Мончеплутон: минералогия, петро-геохимия и U-Pb возраст. 392
Chashchin V.V., Savchenko Ye.E. Ophite gabbronorite at the base of the Kumuzhya massif, Moncheplutonmineralogy, petro-geochemistry and U-Pb age. 392

Чащин В.В., Савченко Е.Э. Дуниты нижней зоны палеопротерозойского Мончетундровского массива: геологические и минералого-геохимические свидетельства процесса океанизации. 397
Chashchin V.V., Savchenko Ye.E. Dunite of the lower zone of the Paleoproterozoic Monchetundra massif: geological and mineralogical-geochemical evidence of the oceanization process 397

Чащин В.В., Баянова Т.Б. Сопчеозерское хромовое месторождение Мончеплутона: геохимия и U-Pb возраст 403
Chashchin V.V., Bayanova T.B. Sopcheozero chromite deposit: geochemistry and U-Pb age 403

Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С. Архейская тоналит-трондьемит-гранодиоритовая (ТТГ) ассоциация Карелии: этапы формирования, геохимия, происхождение 409
Chekulaev V.P., Arestova N.A., Egorova Yu.S. Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) association of Karelia: stages of formation, geochemistry, origin 409

Чернявский А.В., Степенщиков Д.Г. Метод сегментации изображения для подсчета процентного содержания минералов с помощью авторской программы. 414
Chernyavsky A.V., Stepenshchikov D.G. Image segmentation method for counting the percentage of the minerals by author's program 414

Чижова И.А., Волков А.В., Шелястина Е.В. Логико-информационные модели как основа для экспресс-оценки потенциальных Au-Ag эпитермальных месторождений 419
Chizhova I.A., Volkov A.V., Shelyastina E.V. Logical-information models as the base for rapid assessment of potential Au-Ag epithermal deposits 419

Шварев С.В., Николаева С.Б., Королева А.О. Морфологические проявления постледниковой сейсмической активности Имандра-Колвицкого активного разлома в Лувеньгской очаговой зоне (Мурманская область) 425
Shvarev S.V., Nikolaeva S.B., Koroleva A.O. Morphological manifestations of postglacial seismic activity of the Imandra-Kolvitsky active fault in the Luvenga focal zone (Murmansk region). 425

Шевцов А.Н. Уточнение оценок распределения температуры горных пород литосферы на основе данных глубинных электромагнитных зондирований. 430
Shevtsov A.N. Refinement of estimates of the temperature distribution of rocks in the lithosphere based on the data of deep electromagnetic sounding 430

Шипилов Э.В. Проявление Хатангско-Ломоносовской зоны разломов в дифференцированных геолого-геофизических показателях 436
Shipilov E.V. Manifestation of the Khatanga-Lomonosov fault zone in differentiated geological and geophysical indicators 436

Шипилов Э.В., Шкарубо С.И. Дайковый пояс на севере Западно-Арктической платформы по геофизическим данным. 441
Shipilov E.V., Shkarubo S.I. Dyke belt in the north of the West Arctic platform according to geophysical data. 441

Яковлев Ю.Н. Исследование разреза Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 радиоактивными методами 447
Yakovlev Yu.N. Study of the section of the Kola superdeep well SG-3 by radioactive methods . . .447

Янин Е.П. Заметка академика В.И. Вернадского об изучении и практическом использовании шунгита из окрестностей Онежского озера 454
Yanin E.P. Note by Academician V.I. Vernadsky about the study and practical use of shungite from the vicinity of Lake Onega 454

Хубер М., Степневская К. Определение формы кристаллов породообразующих минералов из интрузии Мончеплутон (северо-восточная Фенноскандия) с помощью автоматического расчета фрактальных размерностей. 459
Huber M., Stępniewska K. Determination of the shape of crystals of the rock-forming minerals from the Moncheplutonintrusion (NE Fennoscandia) using automatic calculation of fractal dimensions. 459

Научное издание

Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН
№ 18, 2021

Печатается по решению Ученого совета ГИ КНЦ РАН
Выходит 1 раз в год

Технический редактор Л.Д. Чистякова

Компьютерная верстка Л.Д. Чистякова

Подписано в печать 02.12.2021. Дата выхода 15.12.2021.
Усл. печ. листов 55.1. Заказ № 42. 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

