

УДК 553.493.5

КОЛМОЗЕРСКОЕ ЛИТИЕВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО РЕДКОЭЛЕМЕНТНОМУ СОСТАВУ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

© 2018 г. Л. Н. Морозова

Геологический институт КНЦ РАН, 184209, г. Апатиты, ул. Ферсмана, 14,
e-mail: morozova@geoksc.apatity.ru

Поступила в редакцию 22.02.2017 г.; принята к печати 15.05.2017 г.

Проведено исследование редкоэлементного состава альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского литиевого месторождения, локализованного в неоархейских метагаббро-анортозитах Патчемварекского массива в зоне сочленения двух крупных региональных структур архейского возраста – Мурманского блока и зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья Кольского региона. Установлено, что альбит-сподуменовые пегматиты, обогащенные Li, Ta, Nb и Be, деплетированы крупноионными литофильными элементами ($Ba \leq 20$ г/т; $Sr \leq 15.4$ г/т) и высокочargedными элементами ($Y \leq 0.46$ г/т, $Th \leq 2.5$ г/т, $\Sigma REE \leq 3$ г/т) и характеризуются низкой величиной индексов фракционирования ($Mg/Li \leq 0.05$, $Zr/Hf \leq 7.4$) и высокой величиной индекса редкометалльности ($Ir = 167321$), что может быть использовано в качестве критериев оценки перспективности пегматитовых тел в отношении редкометалльного оруденения. Пространственно совмещенные с альбит-сподуменовыми пегматитами Колмозерского месторождения полевошпатовые (бериллиеносные) и мусковит-полевошпатовые (бериллий-ниобий-танталовые) пегматиты также несут редкометалльную минерализацию и аналогично альбит-сподуменовым пегматитам обогащены Li, Nb, Ta, Be, Rb и деплетированы Sr, Ba, Y, Th, REE.

Ключевые слова: Колмозерское литиевое месторождение, редкометалльные пегматиты, Балтийский щит, зона Колмозеро-Воронья, литиевая минерализация

LITHIUM KOLMOZERO DEPOSIT OF RARE METAL PEGMATITES: NEW DATA ON RARE ELEMENT COMPOSITION (KOLA PENINSULA)

Lyudmila N. Morozova

Geological Institute KSC RAS, 14 Fersman st., Apatity, 184200, Russia, e-mail: morozova@geoksc.apatity.ru

Received 22.02.2017; accepted 15.05.2017

The article is devoted to studies the rare element composition of albite-spodumene pegmatites of the lithium with associated Be, Nb, Ta Kolmozero deposit. It is located in the Neoproterozoic metagabbro-anorthozites Patchemvaretsky massif in the junction zone of the two major regional structures Archaean age, i.e. the Murmansk block and the Kolmozero-Voron'ya Greenstone Belt of the Kola region. The albite-spodumene pegmatites are identified to be rich in highly incompatible ore elements, i.e. Li, Ta, Nb and Be, depleted by large-ion lithophile elements ($Ba \leq 20$ ppm; $Sr \leq 15.4$ ppm) and high field strength elements ($Y \leq 0.46$ ppm, $Th \leq 2.5$ ppm, $\Sigma REE \leq 3$ ppm). They are characterized by low indexes of fractionation ($Mg/Li \leq 0.05$, $Zr/Hf \leq 7.4$) and a high index of rare metal content ($Ir = 167321$). It may be used as criteria for estimating the commercial potential of the pegmatites regarding their rare metal mineralization. The feldspar (beryllium-bearing) and muscovite-feldspar (beryllium-niobium-tantalum) pegmatites jointed with the Kolmozero deposit have rare metal mineralization and, like albite-spodumene pegmatites, are rich in Li, Nb, Ta, Be, Rb and depleted by Sr, Ba, Y, REE.

Keywords: lithium Kolmozero deposit, rare metal pegmatites, Baltic Shield, Kolmozero-Voron'ya zone, lithium mineralization

Acknowledgements

The author expresses gratitude to V.R. Vetrin for discussion of the results and valuable comments that contributed to the improvement of the article, T.B. Bayanova - for comprehensive support in conducting research and field work and discussing the results obtained, as well as P.A. Serov, E.L. Kunakkuzunu, E.S. Borisenko, I.A. Koval' and students of the AF MSTU: A.N. Kobeleva, A.A. Kalinin, V.E. Churkin and D.A. Romanyuk for participation in field work.

The work was carried out within the framework of the state task on the topics of SRW (NIR) 0231-2015-0001 and 0231-2015-0005.

Для цитирования: Морозова Л.Н. (2018) Колмозерское литиевое месторождение редкометалльных пегматитов: новые данные по редкоэлементному составу (Кольский полуостров). *Литосфера*, **18**(1), 82-98. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-082-098

For citation: Morozova L.N. (2018) Lithium Kolmozero deposit of rare metal pegmatites: New data on rare element composition (Kola Peninsula). *Litosfera*, **18**(1), 82-98. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-082-098

ВВЕДЕНИЕ

Во всем мире промышленные месторождения лития представлены редкометалльными пегматитами и рапами соляных озер. Несмотря на широкое использование рапы для получения лития, роль редкометалльных пегматитов, как основного источника лития, вероятно, будет сохраняться. Это связано с тем, что запасы оксида лития в месторождениях альбит-сподуменовых пегматитов достигают первых миллионов тонн. Редкометалльные пегматиты также могут служить источниками попутных элементов – тантала, ниобия, цезия и бериллия. Например, ресурсы лития в редкометалльных пегматитах месторождения Гринбушес (Австралия) составляют 0.85 млн тонн, а в пегматитах месторождения Кинг Маунтин (США) – 0.32 млн тонн [Kesler et al. 2012].

Среди редкометалльных пегматитовых месторождений северо-восточной части Балтийского щита к наиболее масштабным относится Колмозерское месторождение лития с попутными Nb, Ta и Be (рис. 1). Оно является крупнейшим месторождением редкометалльных пегматитов России, на долю которого приходится 26% запасов лития страны [Быховский, Архипова, 2016]. Редкометалльные альбит-сподуменовые пегматиты Колмозерского месторождения локализованы в метагаббро-анортозитах Патчмварекского массива в зоне сочленения региональных структур архейского возраста – Мурманского блока и зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья.

Колмозерское месторождение альбит-сподуменовых пегматитов им. А.Е. Ферсмана было открыто в 1947 г. сотрудниками Кольского филиала АН СССР А.А. Чумаковым и И.В. Гинзбург. Разведка редкометалльных жил проводилась Октябрьской экспедицией под руководством В.В. Фиженко и Е.Б. Гуптор (1948 г.) и геологоразведочной партией Северо-Западного геологического управления (1949–1953 гг.) под руководством К.К. Судиславлева, В.И. Шмыгалева, Е.А. Гедовиуса и И.А. Матроза. В 1953 г. запасы Li, Nb, Ta и Be Колмозерского месторождения были утверждены Государственной комиссией по запасам. В 1958–1959 гг. геологоразведочной партией Северо-Западного геологического управления (СЗГУ) под руководством С.И. Эвенчика были исследованы глубокие горизонты жил альбит-сподуменовых пегматитов (до 550 м), что позволило в 1961 г. утвердить новые запасы лития, ниобия, тантала и бериллия.

В ходе геологической съемки было установлено, что альбит-сподуменовые пегматиты Колмозерского литиевого месторождения пространственно ассоциируют с пегматитами мусковит-полевошпатового и полевошпатового типа. Пегматиты мусковит-полевошпатового состава впервые были закартированы в 1953 г. Е.А. Гедовиу-

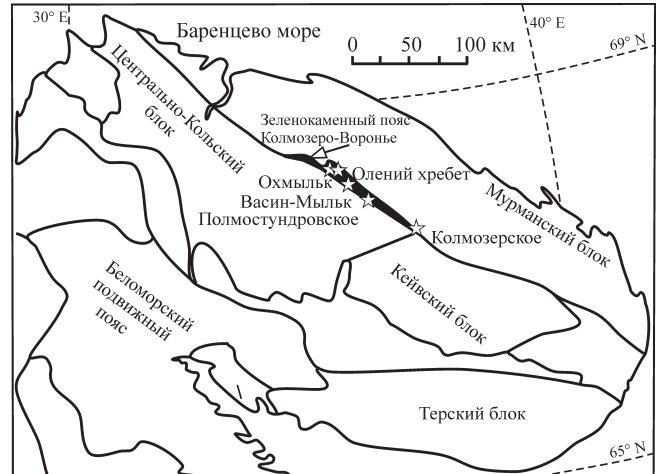


Рис. 1. Размещение месторождений редкометалльных пегматитов (звездочки) на схематической геологической карте Кольского полуострова.

Fig. 1. Location of rare metal pegmatite deposits (asterisks) on the schematic geological map of Kola Peninsula.

сом. Полевошпатовые пегматиты с бериллом были впервые выявлены в 1956 г. в ходе геологической съемки М-ба 1 : 50 000, которая проводилась под руководством Н.А. Карпинской. Согласно результатам поисково-съёмочных работ в пределах Колмозерского пегматитового поля были выделены Колмозерский рудный узел, сложенный пегматитами альбит-сподуменового и мусковит-полевошпатового типов, и Бериллиевый рудный узел, сложенный пегматитами полевошпатового состава.

Строение жил альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения, минералогия, химический состав пород впервые были изучены А.И. Гинзбург (1948–1949 гг.) и А.Б. Наливкиным (1956–1957 гг.). В дальнейшем исследования Н.А. Солодова, К.А. Власова, А.Ф. Соседко, В.В. Матиаса, И.В. Гинзбург, В.В. Гордиенко, И.В. Белькова, А.М. Заседателя, А.А. Кременецкого и других геологов были направлены на изучение пегматитов Колмозерского пегматитового поля. При этом исследование альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения имело первостепенное значение. Основные направления исследований включали: изучение строения жильных тел, особенностей химического состава различных типов пегматитов и их минералогии. Было установлено, что, как и в других регионах мира, жилы альбит-сподуменовых и мусковит-полевошпатовых пегматитов с повышенными содержаниями Li, Nb, Ta и Be приурочены к породам основного состава – амфиболитам, габбро и анортозитам. Перспективные в отношении редкометалльного оруденения пегматиты содержат

минералы-индикаторы: альбит, золотисто-зеленый мусковит, сине-зеленый апатит, микроклин с повышенными содержаниями Li и Rb и мусковит с повышенными содержаниями Ta₂O₅ и Nb₂O₅. При этом во вмещающих породах отмечается турмалин и холмквистит. По простираению Колмозерского пегматитового поля выявлена зональность, которая выражается в смене полевошпатовых пегматитов телами мусковит-полевошпатовых и альбит-сподуменовых пегматитов. Изучение вещественного состава жильных тел показало, что от полевошпатовых к альбит-сподуменовым пегматитам уменьшается содержание Ca, Fe, Mg, Ti и отмечается рост Be, Li, Ta и Nb. В этом же направлении происходит усложнение структурно-минералогических парагенезисов, типичных для каждого типа пегматитов. Всего в пегматитах было установлено 64 минеральных вида и изучен состав породообразующих, рудных и некоторых редких минералов и содержание в них элементов-примесей. В то же время, несмотря на многочисленные исследования, вопросы, связанные с возрастом формирования различных типов пегматитов, их генезисом, характером распределения редкоземельных и ряда редких элементов в пегматитах, выявлением геохимических критериев редкометалльного оруденения, оставались нерешенными или дискуссионными.

Изучение пегматитов Колмозерского месторождения не проводилось с 70-х годов XIX века и было возобновлено сотрудниками ГИ КНЦ РАН по инициативе академика РАН Ф.П. Митрофанова в связи с необходимостью уточнения прогнозных запасов Li и сопутствующих элементов (Be, Nb, Ta) в пределах структуры Колмозеро-Воронья. Выполненные исследования направлены на доизучение минерального и редкоэлементного состава различных типов пегматитов, и включали изучение геохимии высокозарядных элементов (Hf, U, Th, Y, Zr и REE) и закономерностей их распределения с рудными (Li, Nb, Ta, Be, Cs) и крупноионными литофильными (Ba, Sr, Rb) элементами. Полученные результаты могут быть использованы для выявления геохимических критериев рудоносности жильных тел. Данные по содержанию высокозарядных и редкоземельных элементов в различных типах пегматитов приведены впервые.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КОЛМОЗЕРСКОГО ПЕГМАТИТОВОГО ПОЛЯ И ВОЗРАСТ СЛАГАЮЩИХ ЕГО ПОРОД

Колмозерское пегматитовое поле имеет протяженность около 20 км и ширину ≈ 15 км. Оно расположено в непосредственной близости от регионального глубинного разлома, отделяющего Мурманский блок от зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья, и ограничено на северо-западе и юго-востоке Колмозерским и Иоканьгским разлома-

ми, соответственно [Белолипецкий и др., 1980]. Зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья слагают метаморфизованные и деформированные вулканогенно-осадочные породы, которые прорываются разновозрастными интрузиями от ультраосновного до кислого состава. Супракрустальный комплекс Колмозеро-Воронья, формирование которого происходило 2.92–2.79 млрд лет назад, слагают четыре свиты: лявозерская (нижняя терригенная толща), полмостундровская (коматиит-толеитовая серия), вороньтундровская (базальт-андезит-дацитовая серия) и червуртская (верхняя терригенная толща) [Белолипецкий и др., 1980, Ранний докембрий, 2005].

В строении пегматитового поля принимают участие тоналит-трондьемитовые гнейсы Мурманского блока, которые прорываются интрузиями разновозрастных габбродиоритов, габбро-анортозитов, пегматитов и габбродолеритов (рис. 2). Мурманский блок в основном сложен тоналит-трондьемитовыми гнейсами, гранито-гнейсами, плагиогранитными и гранитными мигматитами, включающими реликты супракрустальных образований и тела эндербитов и чарнокитов. Породы метаморфизованы в условиях высокотемпературных субфаций амфиболитовой фации с сохранением на отдельных участках реликтов гранулитовой фации [Минц, 2010]. Изотопный возраст цирконов из ортогнейсов дацитового состава, определенный U-Pb методом, составляет 2879 ± 9 млн лет [Петровский и др., 2012].

В пределах Колмозерского пегматитового поля тоналит-трондьемитовые гнейсы Мурманского блока прорываются Колмозерской многофазной дифференцированной интрузией, сложенной габбродиоритами, монцодиоритами и гранодиоритами (2.73 млрд лет; [Кудряшов и др., 2013]), и интрузивными массивами габбро-анортозитов – Патчемварекского, Северного и других, меньших по площади тел. Породы Колмозерского массива и метагаббро-анортозиты были деформированы и метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Изотопный возраст кристаллизации цирконов из габбро-анортозитов Патчемварекского массива определен как 2661.8 ± 7.1 млн лет (SIMS, U-Pb; [Вревский, Львов, 2016]). Согласно этим данным, цирконы с возрастом в 2925 ± 7 млн лет и 2935 ± 8 млн лет (U-Pb, TIMS; [Кудряшов, Мокрушин, 2011]) из габбро-анортозитов Патчемварекского и Северного массивов, соответственно, рассматриваются как захваченные из вмещающих пород. Полученные результаты [Вревский, Львов, 2016] указывают на более молодой возраст метагаббро-анортозитов относительно вмещающих пород и согласуются с находками ксенолитов мигматизированных тоналит-трондьемитовых гнейсов и пород зеленокаменного комплекса в северо-восточной и юго-западной краевой части Патчемварекского массива (С.И. Эвенчик, 1958–1959 гг.).

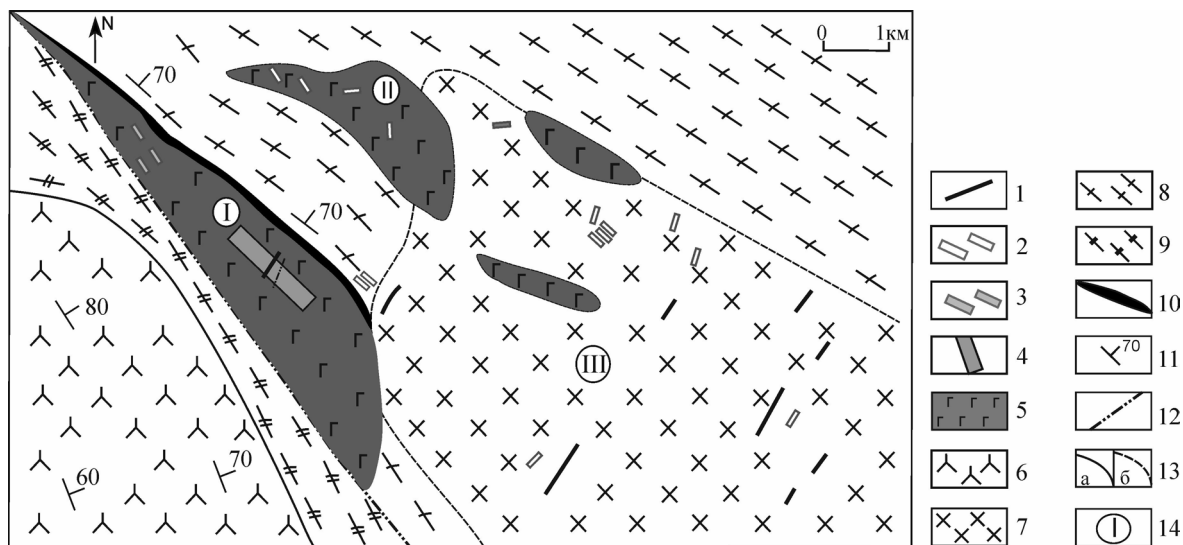


Рис. 2. Схема геологического строения Колмозерского пегматитового поля (составлена А.М. Заседателевым, с авторскими упрощениями).

1 – дайки габбродолеритов; 2–4 – пегматиты: 2 – полевошпатовые, 3 – мусковит-полевошпатовые, 4 – альбит-сподуменовые; 5 – метагаббро-анортозиты; 6 – щелочные граниты Западных Кейв; 7 – метагаббродиориты; 8 – тоналит-тронджемитовые гнейсы; 9 – вулканогенно-осадочный комплекс Колмозеро-Воронья; 10 – хлоритовые и холмквиститовые сланцы; 11 – элементы залегания гнейсовидности; 12 – тектонические нарушения; 13 – геологические границы: а) установленные, б) предполагаемые; 14 – массивы: I – Патчемварекский, II – Поросозерский, III – Колмозерский.

Fig. 2. Schematic geological map of Kolmozerskoe pegmatite field (composed by A.M. Zasedatelev, with author's simplifications).

1 – gabbrodolerite dikes; 2–4 – Pegmatites: 2 – feldspar, 3 – muscovite-feldspar, 4 – albite-spodumene; 5 – metagabbro-anorthozites; 6 – alkaline granites of Western Keivy; 7 – metagabbrodiorites; 8 – tonalite-trondhjemite gneiss; 9 – volcano-sedimentary complex of Kolmozero-Voron'ya; 10 – chlorite and golvkvistite schists; 11 – bedding of gneissosity; 12 – tectonic faults; 13 – geological boundaries: a) fixed, b) prospective; 14 – massifs: I – Patchemvaretsky, II – Porosozersky, III – Kolmozersky.

Все вышеперечисленные породы прорываются жилами пегматитов. Альбит-сподуменовые пегматиты Колмозерского месторождения, локализованные в метагаббро-анортозитах Патчемварекского массива, представлены 12-ю крупными и многочисленными мелкими плитообразными жилами, залегающими несогласно с вмещающими породами и крутопадающими на юго-запад (45–70°) (рис. 3а, б). Простирание жил северо-западное (300–310°). Крупные жилы имеют длину ~ 1400 м, мощность от 5 до 65 м и прослеживаются на глубину более 500 м. Жилы имеют апофизы, раздувы и пережимы. Альбит-сподуменовые пегматиты содержат ксенолиты метаморфизованных и рассланцованных вмещающих пород, что свидетельствует о внедрении пегматитового расплава в измененные в процессе метаморфизма и неоднократных деформаций габбро-анортозиты Патчемварекского массива. Контакты пегматитов с метагаббро-анортозитами четкие, резкие, интрузивные, иногда тектонизированные. В зонах эндоконтакта отмечается развитие тонкоиглочатого холмквистита и биотита. Редкометалльные пегматиты катаклазированы, разбиты трещинами, по которым наблюдается смещение отдельных блоков. Жилы пегматитов секутся дайками габбродоле-

ритов, предположительно палеозойского возраста. В зоне контакта метагаббро-анортозитов с тоналит-тронджемитовыми гнейсами Мурманского блока отмечается зона метасоматитов, сложенная хлоритовыми и холмквиститовыми сланцами, которые, по данным В.В. Гордиенко [1970], представляют собой продукты гидротермального изменения метагаббро-анортозитов в процессе пегматитообразования. Метасоматиты не образуют сплошных контактовых ореолов вокруг жил пегматитов. Они приурочены к тектонически ослабленной зоне северо-западного простирания, осложняющей структуру Колмозерского месторождения и наиболее благоприятной для циркуляции постмагматических растворов.

Жилы мусковит-полевошпатовых пегматитов отмечаются в метагаббро-анортозитах массива Безьямьянского, являющегося продолжением Патчемварекского массива. Полевошпатовые пегматиты широко распространены к северу от Колмозерского литиевого месторождения. Они залегают в породах Колмозерского массива гранодиоритов, тоналит-тронджемитовых гнейсах Мурманского блока и метагаббро-анортозитах массива Северного. Секущих взаимоотношений между пегматитами различных типов не установлено (см. рис. 2).

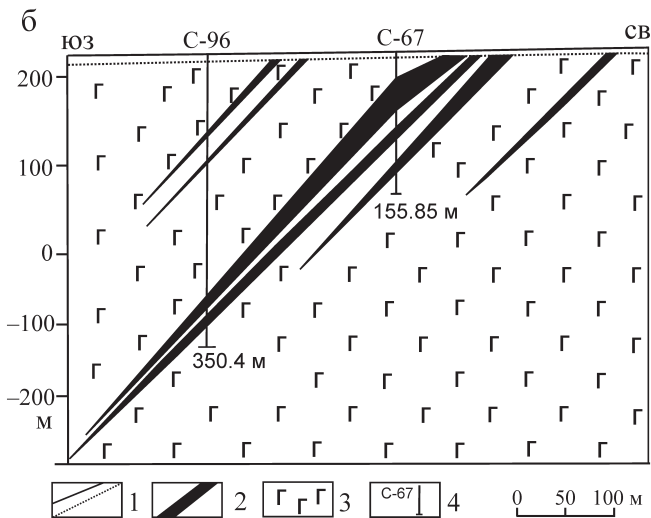
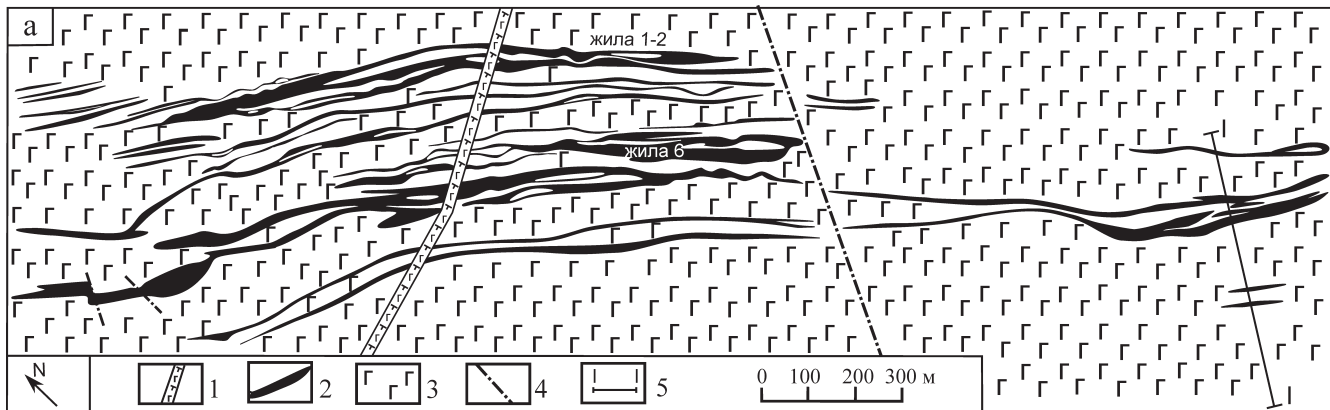


Рис. 3. Схема геологического строения Колмозерского месторождения (составлена С.И. Эвенчик с авторскими упрощениями) (а) и геологический разрез по линии I-I (материалы СЗГУ) (б).

а. 1 – дайка габбродолеритов, 2 – жилы альбит-сподуменовых пегматитов, 3 – метагаббро и метаанортозиты, 4 – разломы, 5 – линия разреза I-I.

б. 1 – четвертичные отложения; 2, 3 – как в а; 4 – скважины.

Fig. 3. The scheme of the geological structure of Kolmozero deposit (composed by S.I. Evenchik with author's simplifications) (a) and geological cross section along the line I-I (SZGU materials) (b).

а. 1 – gabbrodolerite dike, 2 – albite-spodumene pegmatite veins, 3 – metagabbro and metaanorthosites, 4 – faults, 5 – line of geological cross section.

б. 1 – Quaternary deposits; 2, 3 as upper; 4 – boreholes.

Несмотря на значительный объем данных по изотопно-геохронологическому изучению магматизма северо-восточной части Балтийского щита современными методами [Баянова и др. 2002], возраст формирования редкометалльных пегматитов изучен недостаточно. Кроме Колмозерского месторождения, в пределах структуры Колмозеро-Воронья имеются месторождения редкометалльных пегматитов – Охмыльк, Васин-Мыльк (Вороньегундровское), Олений хребет и Полмостундровское, с Ве-Та-Nb-Li-Cs-минерализацией [Пожиленко и др., 2002; Коровин и др., 2003]. По данным А.А. Полканова и Э.К. Герлинга [1960], изотопный возраст редкометалльных пегматитов из этих месторождений, определенный Rb-Sr методом по мусковиту, лепидолиту и микроклину, варьирует в широких пределах – от 2600 до 1930 млн лет. Новые геохронологические данные указывают на более молодой возраст редкометалльных пегматитов Колмозерского месторождения по сравнению с пегматитами месторождения Васин-Мыльк. Изотопный U-Pb возраст колумбита-(Mn) из альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского литиевого месторождения по верхнему пересечению дискордии с конкордией определен в 2315 ± 10 млн лет (СКВО = 0.34) [Морозова и др., 2017]. Изотопный U-Pb возраст

микролита из редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк с продуктивной ассоциацией лепидолит-альбит-микроклин-сподумен-поллуцит составляет 2454 ± 8 млн лет [Кудряшов и др., 2015]. Аналогичные возрастные соотношения установлены в Восточно-Саянском пегматитовом поясе, где сподумен-петалитовые пегматиты Вишняковского месторождения (1.47 млрд лет) моложе сподуменовых пегматитов месторождения Гольцового (1.69 млрд лет) [Загорский и др., 2014]. Данные по возрастной геохронологической оценке полевошпатовых и мусковит-полевошпатовых пегматитов отсутствуют.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для решения поставленных задач проводились структурно-метаморфические, петрографические и геохимические исследования. Геохимические исследования пород проведены по валовым пробам массой 20–80 кг. Концентрации оксида лития определены методом пламенной эмиссионной спектроскопии в химико-аналитической лаборатории ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты). Концентрации рудных элементов – Nb и Ta и редких элементов, включая редкоземельные, – методом масс-спектропии с ин-

дуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре высокого разрешения Element-II в Аналитическом Центре Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Пределы обнаружения редких элементов составляют от 0.005 до 0.1 мкг/г, точность анализа – 2–7 отн. %. Определение содержания Be и B проведено методом масс-спектропии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре ELAN-9000 DRC-e (Perkin Elmer, USA) в лаборатории химических и оптических методов анализа Института химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева (г. Апатиты). Точность проводимых измерений подтверждена посредством анализа государственных стандартных образцов состава ГСО 812-75, ГСО 8670-2005 и ГСО 519-84П. Петрографический состав пегматитов был изучен на микроскопе AxioPlan-2.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ

На основании минерального состава и структурно-текстурных особенностей среди жильных образований Колмозерского пегматитового поля выделены альбит-сподуменовые, мусковит-полевошпатовые и полевошпатовые типы пегматитов. Принятое деление пегматитовых жил соответствует выделению типов пегматитов, предложенных ранее И.В. Гинзбургом, К.К. Судиславлевым, Е.А. Гедовисом, Н.В. Карпинской и В.В. Гордиенко [Гордиенко, 1970].

Альбит-сподуменовые пегматиты представляют собой лейкократовые породы с неоднородной структурой, закономерно меняющейся от мелкозернистой в краевой зоне до пегматоидной и блоковой в центральной. Основные породообразующие минералы пегматитов представлены кварцем (30–35%), плагиоклазом (30–35%), калиевым полевым шпатом (10–25%), сподуменом (~20%) и мусковитом (5–7%). Рудные минералы: сподумен, колумбит-(Mn), танталит и берилл. Наиболее распространенные второстепенные и акцессорные минералы: литиофилит, биотит, турмалин, апатит, спессартин, сфалерит, пирит. Вторичные минералы представлены фосфатами и цеолитами.

Наиболее характерной особенностью текстурно-структурного строения жил альбит-сподуменовых пегматитов является слабо выраженная зональность. Аплитовая оторочка (зона-I) кварц-плагиоклазового состава мощностью от 3 до 5 см развита фрагментарно на контакте с метагаббро-анортозитами. Зона-II среднезернистого кварц-мусковит-полевошпатового агрегата с сине-зеленым апатитом и розовато-бурым спессартином мощностью до 30 см прерывиста по простиранию (рис. 4а). Основной объем жил (до 85–90%; зона-III) составляет крупно- и гигантозернистый кварц-сподумен-

полевошпатовый пегматит с бериллом, колумбитом, танталитом и досковидными кристаллами зеленоватого сподумена, достигающими 1.5 м в длину (рис. 4б). В этой зоне отмечаются участки блокового микроклина и кварца (рис. 4в, г). Кварцевое ядро, по данным бурения, наблюдалось только в одной жиле.

Мусковит-полевошпатовые пегматиты отличаются от альбит-сподуменовых пегматитов повышенным содержанием калиевого полевого шпата и мусковита. На долю микроклина приходится 35–50%, содержание кварца варьирует от 25 до 30%, плагиоклаза – от 15 до 30%, а мусковита – от 5 до 10%. Берилл и минералы группы колумбита-танталита являются типичными рудными минералами. Сподумен отмечается крайне редко. Наиболее характерные акцессорные минералы – розовато-бурый спессартин, сине-зеленый апатит и черный турмалин (шерл).

Основной объем жил пегматитов составляет грубозернистый мусковит-полевошпатовый агрегат. Средняя мощность жил варьирует от 5 до 20 м, а протяженность достигает 250 м.

Полевошпатовые пегматиты характеризуются высоким содержанием полевых шпатов при преобладании микроклина (30–60%) над плагиоклазом (10–30%). Содержание кварца варьирует от 30 до 40%. Среди рудных минералов отмечается берилл, редко колумбит-(Mn). Наиболее распространенные акцессорные и второстепенные минералы: биотит, турмалин, спессартин, ильменит, магнетит, ильменорутил, молибденит и пироксоло.

Основная часть плитообразных жил сложена полевошпатовым агрегатом средне- крупнозернистой структуры, с участками пегматоидной, блоковой и графической. Жилы пегматитов имеют резкие секущие контакты с вмещающими породами. Протяженность жил составляет первые сотни метров, мощность – до 40 м.

Согласно классификациям Н.А. Солодова [1962] и К.А. Власова [1961], по внутреннему строению жил и соотношению породообразующих минералов пегматиты Колмозерского месторождения относятся к альбит-сподуменовому типу. По классификации Р. Šerný [2005] пегматиты Колмозерского месторождения соответствуют альбит-сподуменовому подтипу семейства LCT (литий-цезий-тантал), а по классификации Е.В. Загорского с соавторами [2003] – литиевому типу подформации сподуменовых пегматитов.

Слабо выраженное зональное строение альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского литиевого месторождения является характерной чертой многих литиевых пегматитов. Примерами слабо зональных редкометалльных пегматитов могут служить пегматиты крупнейшего в мире литиевого месторождения Кингс Маунтин (США; [Kesler et al. 2012]), пегматиты литиевого месторождения

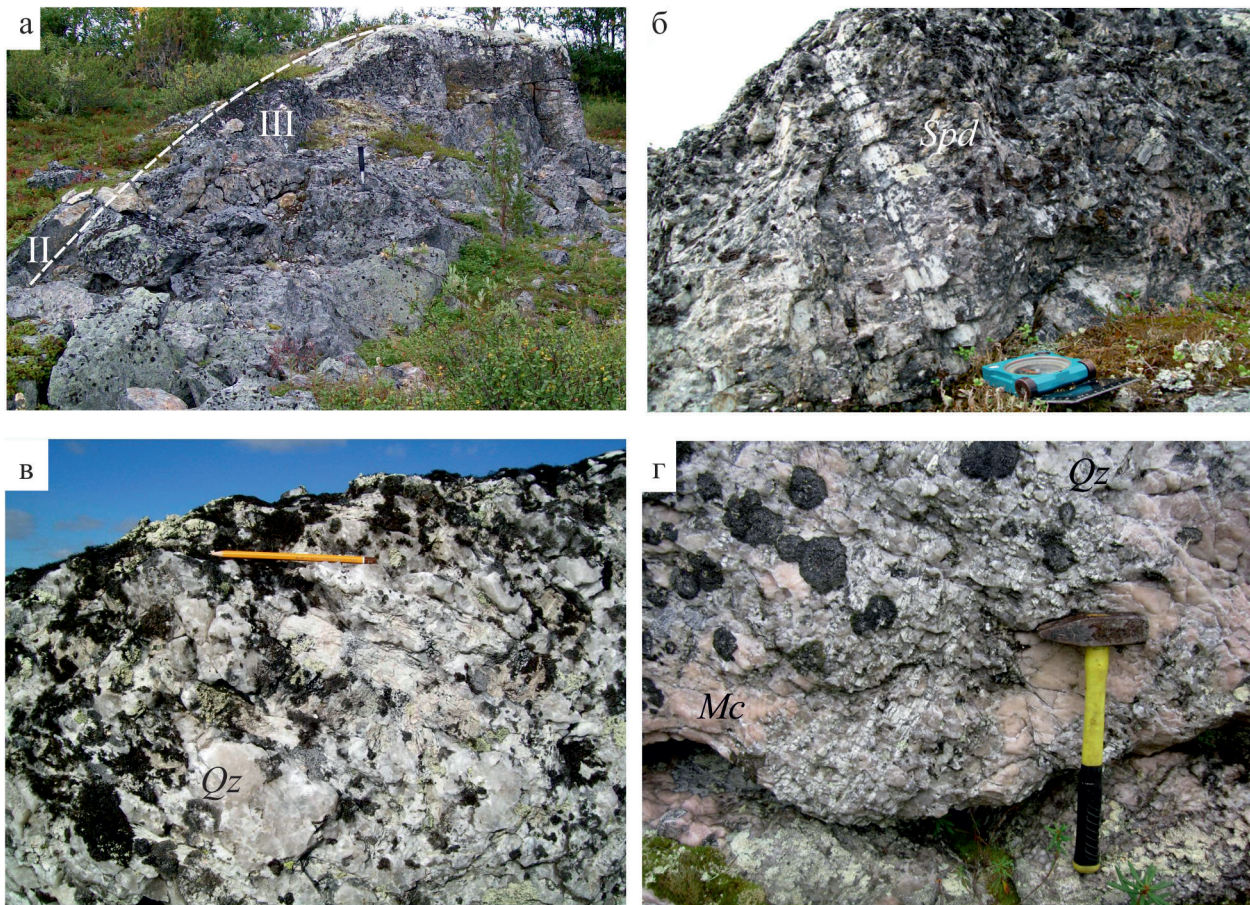


Рис. 4. Строение жил альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского литиевого месторождения.

а – II – зона среднезернистого кварц-мусковит-полевошпатового агрегата, III – зона кварц-сподумен-полевошпатового пегматита; б – мегакристаллы сподумена (*Spd*); в – блоковый кварц (*Qz*); г – блоковый микроклин (*Mc*).

Fig. 4. Structure of albite-spodumene pegmatite veins in Kolmozero lithium deposit.

а – II – zone of medium-grained quartz-muscovite-feldspar aggregate, III – zone of quartz-feldspar-spodumene pegmatite; б – spodumene (*Spd*) megacrystals; в – block quartz (*Qz*); г – block microcline (*Mc*).

Вольта Гранде (Бразилия; [Lagache, 1997]), а также Тастыгского, Урикского, Гольцового и Ташелгинского месторождений (Россия; [Загорский и др., 2014]). Например, основной объем (75–80%) жил редкометалльных пегматитов Вольта Гранде сложен кварц-сподумен-альбит-микроклиновым пегматитом с мусковитом, в котором кристаллы сподумена достигают 50–100 см в длину [Lagache, 1997]. Крутопадающие жилы редкометалльных пегматитов Ташелгинского месторождения в основном сложены крупнозернистым кварц-сподумен-микроклин-альбитовым пегматитом с мусковитом [Владимиров и др., 2012].

РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ПЕГМАТИТОВ

Данные по содержанию петрогенных и редких элементов в альбит-сподуменовых пегматитах приведены в таблицах 1 и 2 соответственно. Пегмати-

ты альбит-сподуменного типа характеризуются высокими содержаниями SiO_2 и Al_2O_3 , низкими – TiO_2 , CaO и MgO и превышением закисного железа над окисным. Na_2O преобладает над K_2O . Содержание P_2O_5 (0.15 мас. %) близко к кларку гранита (0.16 мас. %; [Виноградов, 1962]), а содержание F (0.01 мас. %) – более низкое (0.08 мас. %; [Виноградов, 1962]). Такой состав летучих компонентов обеспечивает присутствие в породах апатита и отсутствие в них топаза [Webster et al., 1997]. Концентрация бора (6.53 г/т) в 2.3 раза ниже кларка гранита (15 г/т; [Виноградов, 1962]). Содержание породообразующих оксидов в рассматриваемых пегматитах аналогично таковому для пегматитов альбит-сподуменного типа ([Chachowsky, 1987]; табл. 1).

Литий в рассматриваемых пегматитах образует собственные минералы – сподумен и литиофилит, и присутствует в качестве примеси в слюдах и полевых шпатах. При этом основная часть ли-

Таблица 1. Содержание петрогенных элементов (мас. %) в альбит-сподуменовых пегматитах Колмозерского месторождения

Table 1. Petrogenic elements (wt %) in the albite-spodumene pegmatites of the Kolmozero deposit

Компоненты	Kl-121/1	Kl-8/2	Kl-ГХ-11	Kl-9	Kl-8/1	Kl-ГХ-23	Kl-11a	Kl-121/8a				
	зона I		зона III									
	1	2	3	4	5	6	7	8	10	11		
SiO ₂	75.91	72.22	74.08	73.06	74.47	72.46	74.05	74.42	73.82	73.70		
TiO ₂	<0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	<0.01	<0.01	0.02	0.01		
Al ₂ O ₃	14.02	15.90	16.12	16.89	15.08	17.36	16.48	16.57	16.34	16.53		
Fe ₂ O ₃	0.00	0.18	0.10	0.00	0.14	0.10	0.00	0.00	0.07	0.18		
FeO	1.65	1.33	1.16	1.59	1.62	1.61	1.92	2.01	1.61	0.08		
MnO	0.05	0.09	0.08	0.12	0.09	0.11	0.11	0.18	0.11	0.16		
MgO	0.08	0.04	0.04	0.04	0.07	0.11	0.07	0.02	0.06	0.05		
CaO	0.00	0.04	0.10	0.07	0.02	0.11	0.00	0.02	0.05	0.13		
Na ₂ O	4.20	3.29	4.04	4.57	3.29	2.87	1.94	1.08	3.01	3.78		
K ₂ O	2.46	4.22	1.33	0.62	1.13	0.73	1.23	1.11	1.48	1.73		
H ₂ O ⁻	0.17	0.20	0.20	0.16	0.18	0.16	0.12	0.20	0.17	н.о.		
H ₂ O ⁺	1.08	0.85	0.74	0.53	0.49	0.56	0.35	0.52	0.58	0.10		
P ₂ O ₅	0.09	0.16	0.14	0.29	0.14	0.11	0.08	0.13	0.15	<0.01		
CO ₂	<0.16	<0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	<0.10	0.05	Н.о.		
F	0.033	0.008	0.018	0.012	0.013	0.020	0.013	0.015	0.01	Н.о.		
Cl	<0.004	0.007	0.007	<0.004	0.01	0.010	<0.004	<0.004	0.01	Н.о.		
Собщ	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.01	0.01	0.03	Н.о.		
Li ₂ O	0.10	0.95	2.02	2.28	2.38	3.23	3.27	3.73	2.55	1.41		
Сумма	100.08	99.72	100.32	100.41	99.56	99.87	100.05	100.17	100.01	98.23		
Mg/Li	1.04	0.06	0.03	0.02	0.04	0.04	0.03	0.01	0.04	0.09		

Примечание. 10 – средний состав альбит-сподуменовых пегматитов, зона III; 11 – средний состав пегматитов альбит-сподуменового типа [37]; Н.о. – элемент не определялся.

Note. 10 – the average composition of albite-spodumene pegmatites, zone III; 11 – the average composition of pegmatites, albite-spodumene type [37]; Н.о. – not analyzed.

тия содержится в сподумене. Минералы группы танталита-колумбита являются основными концентраторами тантала и ниобия, а берилл – бериллия. Цезий содержится в калиевом полевошпате и мусковите, а цирконий и гафний – в цирконе. Уран образует собственные минералы – уранинит, а также входит в состав пирохлора и микролита. Стронций и барий рассеяны в полевых шпатах, а рубидий, аналогично цезию, – в калиевом полевошпате и мусковите. Редкоземельные элементы концентрируются преимущественно в гранате, пирохлоре и ильменорутиле, а иттрий – в апатите.

В альбит-сподуменовых пегматитах от аплитовой зоны к зоне крупно-гигантозернистого пегматита отмечается рост концентраций Li₂O и уменьшение величины индекса фракционирования (отношение Mg/Li). В аплитовой зоне содержание Li₂O составляет 0.1 мас. %, а отношение Mg/Li – 1.04. В центральных частях жил содержание Li₂O повышается до 2.55 мас. %, а отношение Mg/Li снижается до 0.04. Максимальные концентрации лития в альбит-сподуменовых пегматитах достигают величины 17326 г/т. По содержанию лития изученные породы

сопоставимы с пегматитами альбит-сподуменового типа (5110–10310 г/т; [Chachowsky, 1987]).

На бинарных диаграммах Mg/Li–Li и Mg/Li–Be (рис. 5а, б) фигуративные точки составов пегматитов образуют линейные тренды и показывают обратную зависимость между содержаниями лития (бериллия) и величиной индекса фракционирования (Mg/Li). **Снижение величины отношения Mg/Li от полевошпатовых (10.8) к мусковит-полевошпатовым (3.0) и альбит-сподуменным (0.04) пегматитам коррелируется с ростом средних содержаний лития (65, 130 и 12244 г/т соответственно) и бериллия (14, 44 и 142 г/т соответственно) в этих породах.** При этом отмечается резкий, почти 100-кратный, рост содержаний лития в альбит-сподуменовых пегматитах по сравнению с мусковит-полевошпатовыми пегматитами. От мусковит-полевошпатовых к альбит-сподуменным пегматитам содержание бериллия также увеличивается в 3 раза.

Несколько иная картина наблюдается по распределению ниобия и тантала в породах (рис. 5в, г). Альбит-сподуменные (Nb = 81 г/т; Ta = 59 г/т) и

Табл. 2. Содержание редких и редкоземельных элементов (г/т) в альбит-сподуменовых (1–5), мусковит-полевошпатовых (6–9) и полевошпатовых (10–11) пегматитах, кларке гранита (12, [5])**Table 2.** Rare and earth elements (ppm) in albite-spodumene (1–5), muscovite-feldspar (6–9) and feldspar (10–11) pegmatites, clark for granite (12, [5])

Компоненты	К1-8/2	К1-ГХ-23	К1-9	К1-8/1	К1-ГХ-11	Б-10-2	Б-10-1	Б-10-3	Б-10-4	К1-5/2-ГХ	К1-5/2а	12
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
Rb	1653	385	263	412	706	708	Н.о	Н.о	234	554	722	200
Sr	15.3	3.5	15.4	11.9	7.8	6.15	8.37	7.91	3.24	57	140	300
Y	0.20	0.20	0.46	0.46	0.20	0.99	0.48	0.66	0.18	3.7	2.8	34
Zr	4.6	8.5	22	1.94	3.6	34.78	9.33	18.16	23.83	22	3.3	200
Nb	61	168	90	27	60	58.12	80.95	30.97	65.13	51	8.5	20
Cs	40	17.1	13.2	15.8	29	18.67	0.69	1.89	15.02	10.8	17.1	5
Ba	20	1.90	18.20	7.60	7.60	5.81	<5.00	<5.00	<5.00	149	742	830
La	0.31	0.15	0.98	0.84	0.28	0.21	0.25	0.29	0.13	2.4	6.7	60
Ce	0.50	0.21	1.21	0.77	0.61	0.55	0.42	0.58	0.23	3.9	12.1	100
Pr	0.071	0.029	0.15	0.16	0.066	0.06	0.06	0.06	0.03	0.48	1.74	12
Nd	0.21	0.11	0.46	0.54	0.24	0.22	0.21	0.20	0.09	1.69	5.0	46
Sm	0.036	0.035	0.076	0.11	0.046	0.16	0.13	0.18	0.05	0.47	1.0	9
Eu	0.007	<0.005	0.018	0.017	<0.005	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06	0.21	1.5
Gd	0.042	0.030	0.096	0.11	0.033	0.25	0.19	0.17	0.06	0.53	0.73	9
Tb	0.005	0.006	0.014	0.013	0.007	0.06	0.03	0.03	0.01	0.11	0.11	2.5
Dy	0.037	0.028	0.064	0.070	0.035	0.23	0.11	0.12	0.04	0.52	0.51	6.7
Ho	0.007	0.006	0.010	0.013	0.008	0.02	0.01	0.01	0.01	0.084	0.09	2
Er	0.021	0.017	0.030	0.040	0.018	0.05	0.02	0.03	0.01	0.26	0.24	4
Tm	<0.005	<0.005	<0.005	0.005	<0.005	0.006	<0.005	0.005	<0.005	0.061	0.04	0.3
Yb	0.020	0.015	0.018	0.029	0.018	0.02	0.02	0.03	0.01	0.43	0.26	4
Lu	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	0.061	0.04	1
Hf	0.62	1.79	3.1	0.37	0.55	4.05	2.22	3.03	5.45	2.3	0.17	1
Ta	46	157	54	16.2	22	20.55	132.28	29.28	244.36	15.3	3.2	3.5
Th	0.36	2.5	2.4	0.21	1.05	1.01	1.41	1.26	3.42	2.4	1.25	18
U	1.08	5.0	9.3	0.7	4.8	6.9	3.59	2.12	4.22	6.7	1.59	3.5
Be	Н.о	99.7	172.0	109.8	185.3	н.о	92.2	5.30	35.1	13.7	Н.о	5.5
B	Н.о	8.35	5.13	1.04	11.6	н.о	1.38	0.43	2.31	13.3	Н.о	15
(La/Yb) _N	10.53	6.89	27.69	19.42	10.38	5.81	7.62	6.57	8.98	3.73	17.46	Н.о
Eu/Eu*	0.16	0.12	0.29	0.23	0.11	0.06	0.14	0.15	0.17	0.41	0.77	Н.о

мусковит-полевошпатовые (Nb = 59 г/т; Ta = 107 г/т) пегматиты имеют сопоставимые содержания этих элементов. В полевошпатовых пегматитах содержание Nb (30 г/т) и Ta (9.3 г/т) **значительно ниже**. Величина отношения Nb/Ta для альбит-сподуменовых (1.69), мусковит-полевошпатовых (1.18) и полевошпатовых (3.00) пегматитов меньше, чем для кларка гранита (5.7).

Полевошпатовые пегматиты отличаются от альбит-сподуменовых и мусковит-полевошпатовых пегматитов повышенными содержаниями Sr и Ba, а мусковит-полевошпатовые и альбит-сподуменовые пегматиты имеют сопоставимые содержания этих элементов (рис. 5д, е). Содержание Ba в полевошпатовых пегматитах (446 г/т) многократно превышает таковые в альбит-сподуменовых (11 г/т) и мусковит-полевошпатовых (5 г/т) пегматитах. Распределение Sr в породах имеет аналогичную тенденцию. Альбит-сподуменовые (10.8 г/т) и мусковит-полевошпатовые (6.4 г/т) пегматиты резко деплетированы Sr по сравнению с полевошпатовыми (98 г/т) пегматитами. Для пегматитов значимая

отрицательная корреляция устанавливается между Mg/Li–Li ($r = -0.65$) и Mg/Li–Li ($r = -0.73$), а значимая положительная корреляция – между Mg/Li–Sr ($r = 0.72$) и Mg/Li–Ba ($r = 0.61$) и Mg/Li–Sr ($r = 0.96$).

Альбит-сподуменовые пегматиты ((La/Yb)_N = 6.86–27.69) характеризуются умеренно дифференцированным спектром распределения редкоземельных элементов, нормированных к хондриту (рис. 6). Европиевая аномалия – отрицательная (Eu/Eu* = 0.39–0.65), а цериевая аномалия слабо отрицательная или отсутствует (Ce/Ce** = 0.49–1.07). Наличие отрицательной европиевой аномалии при низких концентрациях Sr свидетельствует о фракционировании плагиоклаза при обогащении расплава несовместимыми компонентами [Кокс и др, 1982]. Отрицательная цериевая аномалия указывает на окислительные условия во время редкометалльной минерализации [Garba, 2003]. Мусковит-полевошпатовые пегматиты ((La/Yb)_N = 5.81–8.98) имеют слабо дифференцированный спектр распределения REE, на котором проявлены: отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu* = 0.10–0.50) и

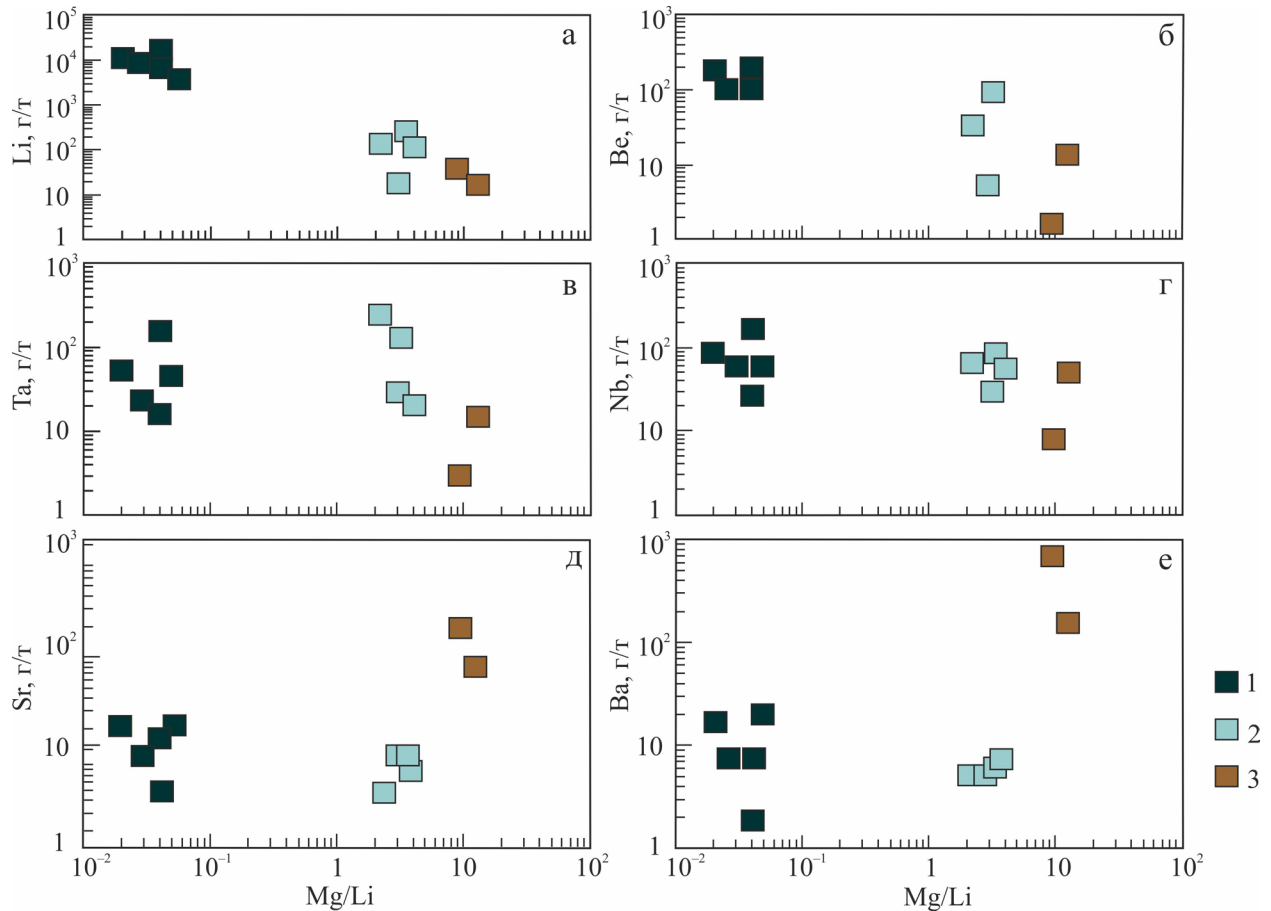


Рис. 5. Положение точек составов пегматитов на бинарных диаграммах: Mg/Li–Li (а), Mg/Li–Be (б), Mg/Li–Ta (в), Mg/Li–Nb (г), Mg/Li–Sr (д), Mg/Li–Ba (е).

Пегматиты: 1 – альбит-сподуменовые; 2 – мусковит-полевошпатовые; 3 – полевошпатовые.

Fig. 5. Composition of pegmatites on binary diagrams: Mg/Li–Li (a), Mg/Li–Be (б), Mg/Li–Ta (в), Mg/Li–Nb (г), Mg/Li–Sr (д), Mg/Li–Ba (е).

Pegmatites: 1 – albite-spodumene; 2 – muscovite-feldspar; 3 – feldspar.

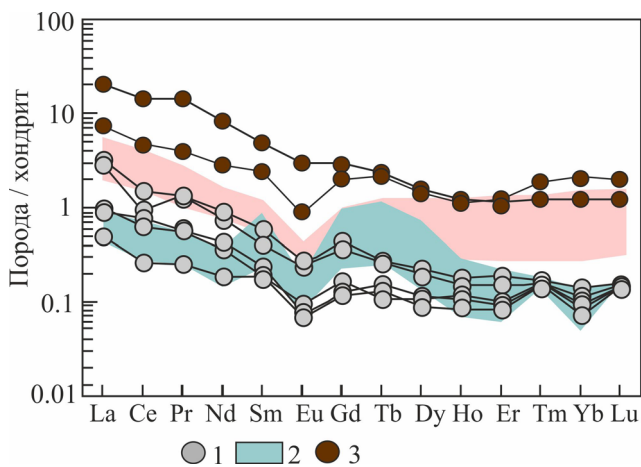


Рис. 6. Распределение редкоземельных элементов в пегматитах Колмозерского пегматитового поля. Нормировано на хондрит [Boynnton, 1984].

Для сравнения (красное поле) показано распределения REE в редкометалльных пегматитах Коктогайского месторождения по [Zhu et al., 2006]. Пегматиты: 1 – альбит-сподуменовые, 2 – мусковит-полевошпатовые, 3 – полевошпатовые.

Fig. 6. Distribution of rare earth elements in the Kolmozero pegmatites. Normalized to the composition of chondrite [Boynnton, 1984].

For comparison the distribution of REE in Koktogay rare metal pegmatites (red field) is given [Zhu et al., 2006] Pegmatites: 1 – albite-spodumene; 2 – muscovite-feldspar; 3 – feldspar.

положительные перегибы на участках Gd–Tb–Dy и Sm, отсутствующие на спектре REE альбит-сподуменовых пегматитов. Такая конфигурация

графиков обусловлена относительно повышенными содержаниями средних лантаноидов. Подобные спектры распределения REE типичны для ред-

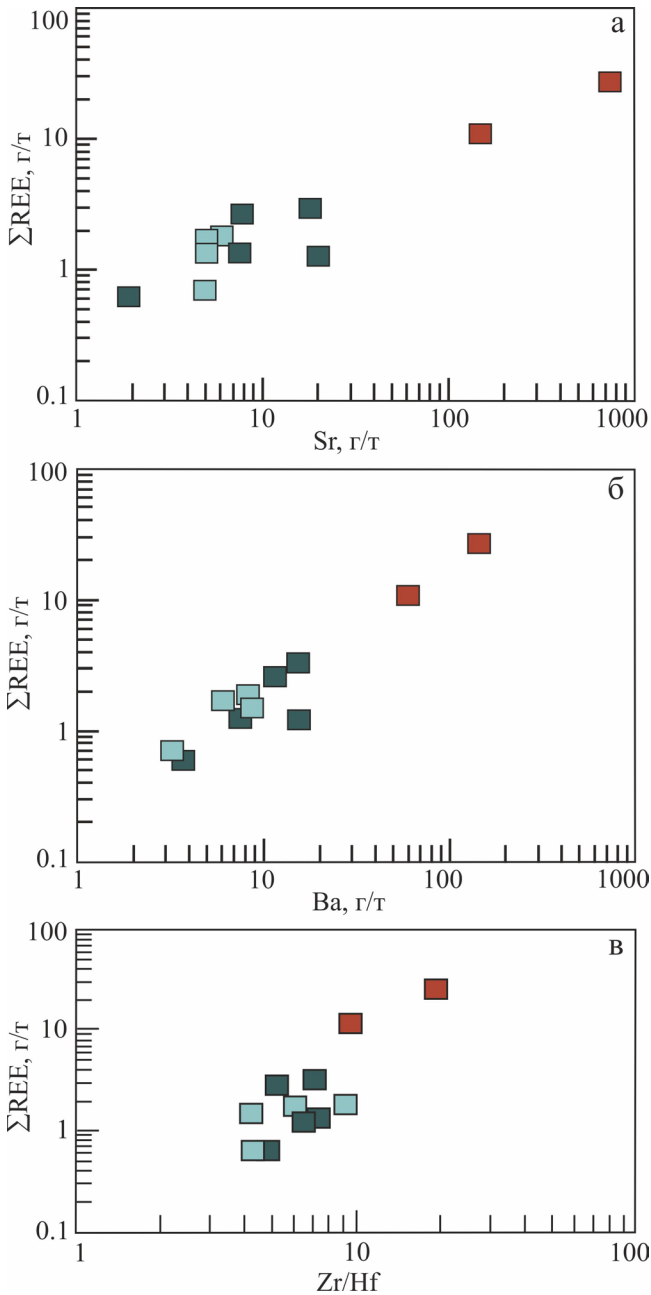


Рис. 7. Положение точек составов пегматитов на бинарных диаграммах: REE–Sr (а), REE–Ba (б), REE–Zr/Hf (в).

Условные обозначения см. на рис. 5.

Fig. 7. Composition of pegmatites on binary diagrams: REE–Sr (a), ΣREE–Ba (б), REE–Zr/Hf (в).

Legend in Fig. 5.

кометалльных пегматитов, например для пегматитов комплексного типа (Li, Be, Ta, Nb) всемирно известного Коктогайского месторождения (Алтай, северо-западный Китай; [Zhu, 2006]).

Полевошпатовые пегматиты, аналогично альбит-сподуменовым пегматитам имеют умерено

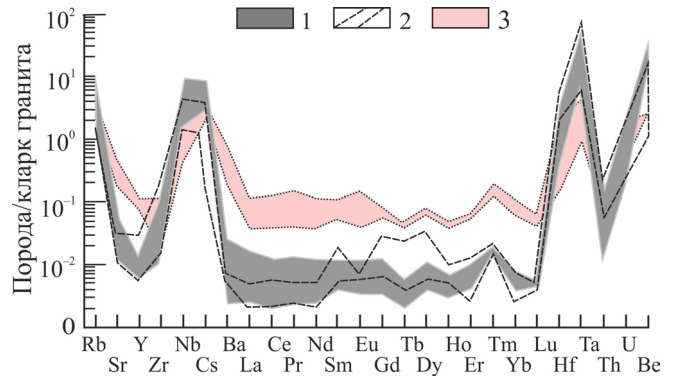


Рис. 8. Распределение редких элементов в пегматитах Колмозерского пегматитового поля. Нормировано на кларк гранита [Виноградов, 1962].

Пегматиты: 1 – альбит-сподуменовые, 2 – мусковит-полевошпатовые, 3 – полевошпатовые.

Fig. 8. Distribution of rare elements in the Kolmozero pegmatites. Normalized to the composition of clark granite [Vinogradov, 1962].

Pegmatites: 1 – albite-spodumene, 2 – muscovite-feldspar, 3 – feldspar.

дифференцированный спектр распределения редкоземельных элементов ((La/Yb)_N = 3.73–17.46) с отрицательной Eu аномалией (Eu/Eu* = 0.38–0.77) и отличаются повышенными содержаниями как легких, так и тяжелых лантаноидов.

На бинарных диаграммах: ΣREE–Sr, ΣREE–Ba и ΣREE–Hf/Zr (рис. 7а-в) фигуративные точки составов пегматитов полевошпатового, альбит-сподуменового и мусковит-полевошпатового типа образуют линейные тренды. При этом фигуративные точки составов мусковит-полевошпатовых и альбит-сподуменовых пегматитов располагаются в едином поле, что указывает на сопоставимые содержания ΣREE, Ba, Sr и величины индекса фракционирования в рассматриваемых пегматитах. Снижение суммы редкоземельных элементов от полевошпатовых пегматитов (ΣREE = 19.9 г/т) к мусковит-полевошпатовым (ΣREE = 1.4 г/т) и альбит-сподуменовым (ΣREE = 1.8 г/т) пегматитам сопровождается снижением в этом же направлении содержаний Sr, Ba и величины индекса фракционирования Zr/Hf. Содержание Y закономерно снижается от полевошпатовых (3.2 г/т) к мусковит-полевошпатовым (0.58 г/т) и альбит-сподуменовым (0.30 г/т) пегматитам.

Нормированные к кларку гранита мультиэлементные спектры несовместимых элементов рассматриваемых типов пегматитов имеют сходную конфигурацию и показывают положительные аномалии Rb, Nb–Cs, Hf–Ta и Be (рис. 8). Содержание Sr, Y, Zr, Ba, REE и Th во всех типах пегматитов ниже, а содержания Rb, Cs, Nb, Ta и Be выше, чем в кларке гранита. Содержания лития в полевошпатовых (65 г/т), мусковит-полевошпатовых (130 г/т) и

альбит-сподуменовых (12 244 г/т) пегматитах в несколько раз превышают содержания этого элемента в кларке гранита (20 г/т; [Виноградов, 1962]). Величина отношения Th/U **показывает относительное** снижение от полевошпатовых (1.8) к мусковит-полевошпатовым (1.7) и альбит-сподуменовым (1.3) пегматитам и значительно ниже, чем для кларка гранита (5.1).

Вмещающие породы, расположенные в зонах контакта с жилами различных типов пегматитов, несут повышенные концентрации лития. Трондземитовые гнейсы Мурманского блока ($Li = 36.2-97.5$ г/т) содержат лития в несколько раз больше, чем архейская континентальная кора (22 г/т; [Тейлорб Мак-Ленан, 1988]). Анализ показал, что в метагаббро-анортозитах Патчмварекского массива концентрации лития более чем в десять раз превышают кларк основных пород (15 г/т; [Виноградов, 1962]) и достигают 446 г/т.

Проведенные исследования показали, что альбит-сподуменовые, мусковит-полевошпатовые и полевошпатовые пегматиты, так же как и другие редкометалльные пегматиты мира [Cerny, 1991; Загорский и др., 1997; Zhy, 2006] имеют черты, типичные для редкометалльных пегматитов – повышенные содержания Li, Be, Nb и Ta при относительно пониженных содержаниях крупноионных литофильных (Sr, Ba) и высокозарядных (Y, REE) элементов и низких величинах индексов фракционирования (Zr/Hf; Mg/Li). По содержанию рудных (Nb, Ta), крупноионных литофильных (Sr, Ba) и высокозарядных (Y, REE) элементов мусковит-полевошпатовые и альбит-сподуменовые пегматиты близки между собой. Различия между этими типами пегматитов заключаются в том, что мусковит-полевошпатовые пегматиты имеют более низкие содержания Li и Be и более высокие величины отношения Mg/Li, чем альбит-сподуменовые пегматиты. Полевоспатовые пегматиты по сравнению с альбит-сподуменовыми и мусковит-полевошпатовыми пегматитами имеют относительно пониженные содержания Li, Nb, Ta, Nb на фоне относительно повышенных содержаний Sr, Ba, Y, REE и величин индексов фракционирования – Zr/Hf и Mg/Li.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Относительно генезиса гранитных пегматитов на сегодняшний день отсутствует единая точка зрения. Существующие модели происхождения гранитных пегматитов основаны на следующих предположениях. Согласно гипотезе А.Е. Ферсмана [1960] гранитные пегматиты являются продуктами кристаллизации остаточной гранитной магмы. Метасоматическая двухэтапная гипотеза А.Н. Заварицкого [1947] предполагает на первом этапе перекристаллизацию (укрупнение зернистости) ис-

ходной породы, близкой по составу к граниту, под воздействием остаточных флюидов в условиях закрытой системы. В течение второго этапа в обстановке открытой системы происходит замещение простых по составу пегматитов новыми минеральными ассоциациями. В гипотезе А.А. Маракушева и Е.Н. Граменецкого [1983] пегматитообразование рассматривается как самостоятельный петрогенетический процесс, в результате которого происходит отщепление от остаточной магмы флюидного расплава по механизму жидкостной несмесимости. Магматогенно-пневматолито-гидротермальная гипотеза, разработанная А.И. Гинзбург [1983], а также Е. Камероном с соавторами [Cameron et al., 19492] включает в себя два этапа. На магматогенном этапе происходит кристаллизация простых пегматитов, на пневматолито-гидротермальном этапе под воздействием глубинных растворов формируются сложные по составу пегматиты. Гипотеза Д. Лондона [2008] основывается на том, что кристаллизация пегматитов происходит из флюидонасыщенных магматических расплавов, обогащенных редкими элементами. Ключевая роль в формировании пегматитов отводится флюидным компонентам, включающим H, F, Cl, P, S и B.

Модели образования редкометалльных пегматитов предполагают их формирование в процессе кристаллизационной дифференциации гранитной магмы в закрытой системе [Küster et al., 2009] или за счет флюидно-магматической дифференциации кислой магмы под воздействием глубинных флюидов [Zagorsky, 2011]. Согласно экспериментальным данным [London, 2008], кристаллизация редкометалльных пегматитов происходила при температуре 300–550°C и давлению 3 кбар. Генезис редкометалльных пегматитов ЛСТ-типа связывают с их кристаллизацией из остаточных гранитных расплавов, обогащенных флюидами (H₂O, F, P, B), снижающих температуру кристаллизации, вязкость и плотность расплава. Источниками для пегматитов ЛСТ-типа могут служить пералюминиевые граниты S- или I-типа, или металлюминиевые граниты I-типа. В большинстве случаев формирование пегматитов ЛСТ-типа происходит на синорогенном или позднеорогенном (анорогенном) этапах. [Černý, 1992; Černý, Ercit, 2005].

Существуют различные точки зрения по вопросу генезиса альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения. Согласно ранним взглядам В.В. Гордиенко, формирование альбит-сподуменовых пегматитов происходило при активной роли метасоматических процессов [Гордиенко, 1970]. Более поздние представления В.В. Гордиенко с соавторами о генезисе альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения [Vadapina et al., 2015], основанные на результатах распределения REE в различных генерациях минералов группы колумбита-танталита, согласуют-

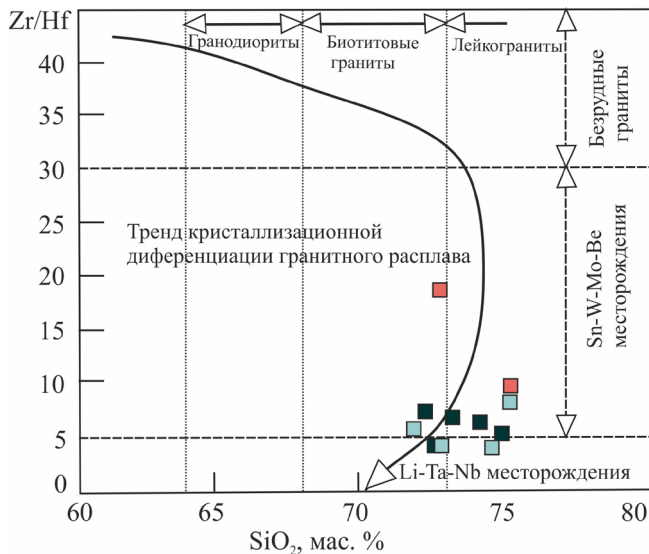


Рис. 9. Классификационная диаграмма Zr/Hf–SiO₂ [Зарайский и др., 1982] для пегматитов Колмозерского пегматитового поля.

Условные обозначения см. на рис. 5.

Fig. 9. The classification chart Zr/Hf–SiO₂ [Zaraiskii et al., 2009] for Kolmozero pegmatites.

Legend in fig. 5.

ся с точкой зрения о формировании редкометалльных пегматитов из остаточного гранитного расплава в течение двух стадий ранней магматической и поздней гидротермально-метасоматической. Аналогичную точку зрения о формировании альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения высказывали А.И. Гинзбург [1983] и А.Ф. Солодов [1962].

Согласно результатам, приведенным в данной статье, альбит-сподуменовые пегматиты Колмозерского литиевого месторождения характеризуются повышенными содержаниями Li, Be, Nb и Ta на фоне низких содержаний крупноионных литофильных (Sr, Ba) и высокозарядных (Y, REE) элементов и низких величинах индексов фракционирования (Zr/Hf; Mg/Li). Приведенные данные могут свидетельствовать о том, что альбит-сподуменовые пегматиты представляют собой высокодифференцированные остатки остаточного гранитного расплава. На это указывают и высокие концентрации рудных элементов в изученных пегматитах, увеличение которых происходит к концу процесса пегматитобразования, и низкие содержания Sr, Ba, Y, REE, характерные для глубоко дифференцированных менее вязких гранитных магм, богатых летучими компонентами. Снижение отношений Zr/Hf [Зарайский и др., 2009] и содержаний REE [Cristiansen et al., 1984] отмечается при формировании редкометалльных гранитов и пегматитов в процессе кристаллизационной дифференциации гранитного расплава.

Сходная рудная специализация различных типов рассмотренных пегматитов Колмозерского пегматитового поля может свидетельствовать об их генетическом родстве и формировании пегматитов из единого гранитного источника, обогащенного Li, Be, Nb и Ta. Полевошпатовые пегматиты, вероятнее всего, могут представлять собой наиболее ранние дифференциаты остаточного гранитного расплава. На это указывают повышенные содержания Sr, Ba, Y, REE и относительно высокие величины индексов фракционирования – Mg/Li и Zr/Hf в полевошпатовых пегматитах по сравнению с таковыми в альбит-сподуменовых пегматитах.

Проведенные исследования показали, что мусковит-полевошпатовые пегматиты по содержанию Nb, Ta, Sr, Ba, Y и Σ REE и величине отношения Zr/Hf близки к альбит-сподуменовым пегматитам и отличаются от них более низкими содержаниями Li и Be и более высокими значениями величины отношения Mg/Li. Эти данные, вероятнее всего, могут свидетельствовать о том, что рассматриваемые пегматиты формировались на заключительном этапе пегматитобразования в условиях различных концентраций лития в пегматитовом расплаве. При относительно низких концентрациях лития в пегматитовом расплаве происходит формирование мусковит-полевошпатовых пегматитов, а повышение концентрации лития сопровождается формированием альбит-сподуменовых пегматитов.

Для оценки рудоносности пегматитов был использован индекс редкометалльности (Ir), рассчитанный по формуле $(Ir = F \cdot (Li + Rb + Cs) / (Sr + Ba))$, и классификационная диаграмма Zr/Hf–SiO₂ [Зарайский и др., 2009]. Установлено, что величина индекса редкометалльности резко возрастает от полевошпатовых (Ir = 143) к мусковит-полевошпатовым (Ir = 7341) и альбит-сподуменовым (Ir = 167321) пегматитам. На классификационной диаграмме Zr/Hf–SiO₂ (рис. 9) фигуративные точки составов альбит-сподуменовых, мусковит-полевошпатовых и полевошпатовых пегматитов располагаются вдоль тренда кристаллизационной дифференциации гранитного расплава. Составы полевошпатовых пегматитов, имеющие повышенные значения отношения индекса фракционирования Zr/Hf, (14.49) располагаются в поле гранитоидов, имеющих металлогеническую специализацию на Be. Составы альбит-сподуменовых (Zr/Hf = 6.12) и мусковит-полевошпатовых (Zr/Hf = 5.79) пегматитов с относительно пониженными отношениями Zr/Hf, располагаются в едином поле гранитоидов, имеющих металлогеническую специализацию на Li, Nb, Ta и Be.

Таким образом, на основании полученных данных среди пегматитов по редкометалльной минерализации и геохимическим особенностям можно выделить следующие типы: бериллоносные

(полевошпатовые), бериллий-ниобий-танталовые (мусковит-полевошпатовые) и бериллий-тантал-ниобий-литиевые (альбит-сподуменовые) пегматиты. Примерами пегматитовых полей, включающих разнообразные по рудной специализации пегматиты, могут служить пегматиты провинции Йеллоунайф (Канада), провинции Блек-Хилс (США), пегматитовое поле Сомеро-Таммела (Финляндия) и др. В провинции Блек-Хилс (США) Кастерское пегматитовое поле включает литиевые, тантал-бериллиевые и комплексные пегматиты. Пегматитовое поле провинции Йеллоунайф содержит бериллоносные, тантал-ниобий-берилловые и литиевые пегматиты. В пегматитовом поле Сомеро-Таммела отмечаются бериллий-литиевые и цезий-тантал-литиевые пегматиты ([Загорский и др., 1977], и ссылки там же).

ВЫВОДЫ

1. Редкометалльные пегматиты Колмозерского литиевого месторождения являются типичными представителями пегматитов альбит-сподуменового типа. Основной объем слабо зональных рудных тел сложен кварц-сподумен-полевошпатовым пегматитом. Рудные тела альбит-сподуменовых пегматитов несут повышенные содержания Li, Ta, Nb и Be, при этом они обеднены Ba, Sr, Y и REE и имеют низкие величины таких индексов фракционирования, как отношение Mg/Li (≤ 0.05) и Zr/Hf (≤ 7.4) и высокое значение индекса редкометалльности ($Ir = 167-321$). Эти геохимические характеристики могут быть использованы в качестве критериев оценки перспективности пегматитовых тел в отношении редкометалльного оруденения.

2. Пространственно совмещенные с Колмозерским литиевым месторождением полевошпатовые и мусковит-полевошпатовые пегматиты, аналогично альбит-сподуменовым пегматитам, имеют черты, типичные для редкометалльных пегматитов – повышенные содержания Li, Be, Nb и Ta при относительно пониженных содержаниях крупноионных литофильных (Sr, Ba) и высокозарядных (Y, Zr, Th, REE) элементов. Среди рассматриваемых пегматитов могут быть выделены бериллоносные (полевошпатовые) и бериллий-ниобий-танталовые (мусковит-полевошпатовые) и бериллий-тантал-ниобий-литиевые (альбит-сподуменовые) пегматиты.

3. Мусковит-полевошпатовые пегматиты по содержанию Nb, Ta, Sr, Ba, Y и ΣREE и величине отношения Zr/Hf близки к альбит-сподуменовым пегматитам и отличаются от них пониженными содержаниями Li и Be и более высокими значениями величины отношения Mg/Li и более низкой величиной редкометалльности ($Ir = 73-141$). Полевошпатовые пегматиты характеризуются повышенными содержаниями Sr, Ba, Y, REE, высокими величинами индексов фракционирования – Mg/Li

и Zr/Hf и более низкой величиной редкометалльности ($Ir = 143$).

4. Геохимические данные свидетельствуют о том, что полевошпатовые пегматиты представляют собой менее дифференцированные остатки остаточного гранитного расплава, а альбит-сподуменовые и мусковит-полевошпатовые пегматиты – высокодифференцированные разновидности. Формирование альбит-сподуменовых пегматитов происходило при высоких концентрациях лития в пегматитовом расплаве, а мусковит-полевошпатовых пегматитов – при относительно низких концентрациях лития.

5. Полученные геохимические и минералогические данные указывают на перспективность мусковит-полевошпатовых и полевошпатовых пегматитов в отношении редкометалльного оруденения, что предполагает возможность уточнения прогнозных запасов Li и сопутствующих элементов (Be, Nb, Ta) в пределах Колмозерского пегматитового поля.

Автор выражает благодарность В.Р. Ветрину за обсуждение результатов и ценные замечания, которые способствовали улучшению статьи, Т.Б. Баяновой – за всестороннюю поддержку при проведении исследований и полевых работ и обсуждение полученных результатов, а также П.А. Серову, Е.Л. Кунаккузину, Е.С. Борисенко, И.А. Ковалю и студентам АФ МГТУ: А.Н. Кобелевой, А.А. Калинин, В.Е. Чуркину и Д.А. Романюку за участие в полевых работах.

Работа выполнена в рамках госзадания по темам НИР 0231-2015-0001 и 0231-2015-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф., Кудряшов Н.М., Каулина Т.В., Ветрин В.Р. (2002) Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. Приложение 3. *Геология рудных районов Мурманской области*. Апатиты, КНЦ РАН, 54 с.
- Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А., Антонюк Е.С., Ильин Ю.И. (1980) Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 240 с.
- Быховский Л.З., Архипова Н.А. (2016) Редкометалльное сырье России: перспективы освоения и развития минерально-сырьевой базы. *Разведка и охрана недр*, (11), 26-36.
- Виноградов А.П. (1962) Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. *Геохимия*, (7), 555-565.
- Владимиров А.Г., Ляхов Н.З., Загорский В.Е., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Исупов В.П., Белозеров И.М., Уваров А.Н., Гусев Г.С., Юсупов Т.С., Анникова И.Ю., Бескин С.М., Шокальский С.П., Михеев Е.И., Котлер П.Д., Мороз Е.Н.,

- Гаврюшкина О.А. (2012) Литиевые месторождения сподуменовых пегматитов Сибири. *Химия в интересах устойчивого развития*, **20**(1), 3-20.
- Власов К.А. (1961) Принципы классификации гранитных пегматитов и их текстурно-парагенетические типы. *Изв. АН СССР. Сер. геол.* (1), 8-29.
- Вревский А.Б., Львов П.А. (2016) Изотопный возраст и гетерогенность источников габбро-анортозитов массива Патчемварек (Кольский полуостров). *Докл. АН*, **469**(2), 204-209.
- Гинзбург А.И. (1983) Генезис редкометалльных гранитных пегматитов. *Геология и генезис пегматитов*. Л.: Наука, 96-112.
- Гордиенко В.В. (1970) Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л.: Недра, 240 с.
- Заварицкий А.Н. (1947) О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. *Зап. Всерос. минерал. об-ва*, **76** (1), 37-50.
- Загорский В.Е., Макагон М.В., Шмакин Б.М. (1997) Редкометалльные пегматиты. Новосибирск: Наука. Сиб. предпр. РАН, 285 с.
- Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М. (2003) Систематика гранитных пегматитов. *Геология и геофизика*, **44**(5), 422-435.
- Загорский В.Е., Владимиров А.Г., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Дьячков Б.А., Анникова И.Ю., Шокальский С.П., Уваров А.Н. (2014) Крупные поля сподуменовых пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизийных сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы. *Геология и геофизика*, **55**(2), 303-322.
- Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Девятова В.Н. (2009) Цирконий-гафниевый индикатор фракционирования редкометалльных гранитов. *Петрология*, (1), 28-50.
- Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. (1982) Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 414 с.
- Коровкин В.А., Турылева Л.В., Руденко Д.Г., Журавлев В.А., Ключникова Г.Н. (2003) Недра Северо-Запада Российской Федерации. СПб., ВСЕГЕИ, 250 с.
- Кудряшов Н.М., Мокрушин А.В. (2011) Мезоархейский габбро-анортозитовый магматизм Кольского региона: петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные. *Петрология*, **19**(2), 173-189.
- Кудряшов Н.М., Петровский М.Н., Мокрушин А.В., Елизаров Д.В. (2013) Неоархейский санукитоидный магматизм Кольского региона: геологические, петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные. *Петрология*, **21**(4), 389-413.
- Кудряшов Н.М., Лялина Л.М., Апанасевич Е.А. (2015) Возраст редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк (Кольский регион): результаты геохронологического U-Pb исследования микролита. *Докл. АН*, **461**(4), 437-441.
- Маракушев А.А., Граменецкий Е.Н. (1983) Проблемы происхождения пегматитов. *Бюл. МОИП. Отд. Геол.*, (1), 61-70.
- Миц М.В., Сулейманов А.К., Заможня Н.Г. (2010) 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, (1), 407 с.
- Морозова Л.Н., Баянова Т.Б., Базай А.В., Лялина Л.М., Серов П.А., Борисенко Е.С., Кунаккузин Е.Л. (2017) Редкометалльные пегматиты Колмозерского литиевого месторождения Арктического региона Балтийского щита: новые геохронологические данные. *Вестн. КНЦ РАН*, (1), 43-52.
- Петровский М.Н., Петровская Л.С., Баянова Т.Б., Базай А.В. (2012) Внутриплитный магматизм в геологической истории Мурманского неоархейского кратона. *Мат-лы Всерос. конф. Современные проблемы магматизма и метаморфизма*. СПб: Изд-во СПбГУ, (2), 123-126.
- Пожиленко В.И. Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. (2002) Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 359 с.
- Полканов А.А., Герлинг Э.К. (1960) Применение К-Аг и Rb-Sr методов для определения возраста пород докембрия Балтийского щита. *Тр. ЛАГЕД АН СССР*, (9), 4-41.
- Солодов Н.А. (1962) Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. Изд-во АН СССР, 234 с.
- Ранний докембрий Балтийского щита (Под ред. В.А. Глебовицкого) СПб: Наука, 2005. 711 с.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. (1988) Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир. 383 с.
- Ферсман А.Е. (1960) Избранные труды (VI). Пегматиты (1). Гранитные пегматиты. М.: АН СССР, 739 с.
- Badanina E.V., Sitnikova M.A., Gordienko V., Melcher F., Gabler H.-E., Lodziak J., Svirits L.F. (2015) Mineral chemistry of columbite-tantalite from spodumene pegmatites of Kolmozero, Kola Peninsula (Russia). *Ore Geology Reviews*, (64), 720-735.
- Boynnton W.V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. *Rare earth elements geochemistry* (Ed.: P. Henderson). Amsterdam. Elsevier, 63-114.
- Cameron E.N., Jahns R.H., McNair A.H. Page L.R. (1949) Internal structure of granitic pegmatites. *Econ. Geol. Mon.*, (2), 115 p.
- Černý P. (1991) Rare-element granitic pegmatites. Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada*, **18**(2), 49-67.
- Černý P. (1992) Geochemical and petrogenetic features of mineralization in rare-element granitic pegmatite in the light of current research. *Applied Geochemistry*, (7), 393-416.
- Černý P., Ercit T.S. (2005) Classification of granitic pegmatites: Canadian Mineralogist. V. 43. Rare-element granitic pegmatites. Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits *Geoscience Canada*, **18**(2), 49-67.
- Chachowsky L.E. (1987) Mineralogy, geochemistry and petrology of pegmatitic granites and pegmatites at Red Sucker Lake and Gods Lake, northeastern of Manitoba. *M. Sc. thesis*. Univ. Manitoba. Winnipeg. Canada.
- Christiansen E. H., Bikun J.V., Sheridan M.F. Burt D.M. (1984) Geochemical evolution of topaz rhyolites from the Thomas Range and Spor Mountain, Utah. *Amer. Mineral.*, **69**, 223-236.
- Garba I. (2003) Geochemical discrimination of newly discovered rare metal bearing and barren pegmatites in the Pan African 600 ± 150 Ma basement of northern Nigeria. *Applied earth science transaction institute of mining and metallurgy*, **13**(112), 287-292.
- Kesler S.E., Gruber P.W., Medina P.A., Keoleian G.A.,

- Everson M.P., Wallington T.J. (2012) Global lithium resources: Relative importance of pegmatite, brine and other deposits. *Ore Geology Reviews*, **48**, 55-69.
- Küster D., Romer G., Tolessa D., Zerihun D., Bheemalingeswara K., Melcher F., Oberthur T. (2009) The Kenticha rare-element pegmatite, Ethiopia: internal differentiation, U-Pb age and Ta mineralization. *Mineralium Deposita*, 723-750.
- Lagache M. (1997) The Volta Grande pegmatites, Minas Gerais, Brazil: an example of rare-element granitic pegmatites exceptionally enriched in lithium and rubidium. *Canad. Mineral.*, **35**, 153-165.
- London D (2008) Pegmatites. *Canad. Mineral. Special Publication*, (10), 368 p.
- Webster J.D., Thomas R., Rhewde D., Forster H-J., Seltmann R.I. (1997) Melt inclusions in quartz from an evolved peraluminous pegmatite: geochemical evidence for strong enrichment in fluorine-rich and phosphorus-rich residual liquids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**(13), 2589-2604.
- Zagorsky V.Ye. (2011) On emplacement of compositionally heterogeneous pegmatite melts: petrogenetic implications. *Estudios Geologica Argentina. Serie D. Publication Especial*, **14**, 229-232.
- Zhu Y.-F., Zeng Y., Gu L. (2006) Geochemistry of the rare metal-bearing pegmatite No. 3 vein and related granites in the Keketuohai region, Altay Mountains, northwest China. *J. Asian Earth Sciences*, **27**, 61-77.
- Badanina E.V., Sitnikova M.A., Gordienko V.V., Melcher F., Gabler H.-E., Lodziak J., Siritso L.F. (2015) Mineral chemistry of columbite-tantalite from spodumene pegmatites of Kolmozero, Kola Peninsula (Russia). *Ore Geology Reviews*, (64), 720-735.
- Bayanova T.B., Pozhilenko V.I., Smol'kin V.F., Kudryashov N.M., Kaulina T.V., Vetrin V.R. (2012) *Katalog geokhronologicheskikh dannykh po severo-vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita. Prilozhenie 3 Geologiya rudnykh raionov Murmanskoi oblasti.* [Catalog of geochronological data for the north-eastern part of the Baltic Shield. Appendix 3. Geology of ore districts of the Murmansk region]. Apatity, KNTs RAN, 54 p. (In Russian)
- Belolipetskii A.P., Gaskelberg V.G., Gaskelberg L.A., Antonyuk E.S., Il'in Yu.I. (1980) *Geologiya i geokhimiya metamorficheskikh kompleksov rannego dokembriya Kol'skogo poluostrova* [Geology and geochemistry of the Early Precambrian metamorphic complexes of the Kola Peninsula]. Nauka Publ., 240 p. (In Russian)
- Boynton W.V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. *Rare earth element geochemistry* (Ed.: P. Henderson). Amsterdam. Elsevier, 63-114.
- Bykhovskiy L.Z., Arkhipov N.A. (2016) Rare metal raw materials in Russia: prospects for exploration and development of mineral resource base. *Razvedka i ohrana nedr*, (11), 26-36. (In Russian)
- Cameron E.N., Jahns R.H., McNair A.H., Page L.R. (1949) Internal structure of granitic pegmatites. *Econ. Geol. Mon.*, (2), 115 p.
- Černý P. (1991) Rare-element granitic pegmatites. Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada*, **18**(2), 49-67.
- Černý P. (1992) Geochemical and petrogenetic features of mineralization in rare-element granitic pegmatite in the light of current research. *Applied Geochemistry*, (7), 393-416.
- Černý P., Ercit T.S. (2005) Classification of granitic pegmatites: Canadian Mineralogist. V. 43. Rare-element granitic pegmatites. Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits *Geoscience Canada*, **18**(2), 49-67.
- Chachowsky L.E. (1987) Mineralogy, geochemistry and petrology of pegmatitic granites and pegmatites at Red Sucker Lake and Gods Lake, northeastern of Manitoba. *M. Sc. thesis*. Univ. Manitoba. Winnipeg. Canada.
- Christiansen E. H., Bikun J.V., Sheridan M.F., Burt D.M. (1984) Geochemical evolution of topaz rhyolites from the Thomas Range and Spor Mountain, Utah. *Amer. Mineral.*, **69**, 223-236.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. (1982) *Interpretatsiya izverzhennykh gornykh porod* [The interpretation of igneous rocks]. Moscow, Nedra Publ., 414 p. (In Russian)
- Fersman A.E. (1960) *Izbrannye trudy (VI). Pegmatity (I). Granitnye pegmatity* [Selected Works (VI). Pegmatites (I). Granite pegmatites] Moscow, Akad. Nauk SSSR, 739 p.
- Garba I. (2003) Geochemical discrimination of newly discovered rare metal bearing and barren pegmatites in the Pan African 600 ± 150 Ma basement of northern Nigeria. *Applied earth science transaction institute of mining and metallurgy*, **13**(112), 287-292.
- Ginzburg A.I. (1983) Genesis of rare-metal granitic pegmatites. *Geologiya i genezis pegmatitov* [Geology and genesis pegmatites]. Leningrad, Nauka Publ., 96-112 (In Russian)
- Gordienko V.V. (1970) *Mineralogiya, geokhimiya i genezis spodumenovyyh pegmatitov* [Mineralogy, geochemistry and genesis of spodumene pegmatites]. Leningrad, Nedra Publ., 240 p. (In Russian)
- Kesler S.E., Gruber P.W., Medina P.A., Keoleian G.A., Everson M.P., Wallington T.J. (2012) Global lithium resources: Relative importance of pegmatite, brine and other deposits. *Ore Geology Reviews*, **48**, 55-69.
- Korovkin V.A. Turyleva L.V., Rudenko D.G., Zhuravlev V.A., Klyuchnikova G.N. (2003) *Nedra Severo-Zapada Rossiiskoi Federatsii* [The bowels of the earth of the North-West Russian Federation]. St-Petersburg., VSEGEI Publ., 250 p. (In Russian)
- Kudryashov N.M., Lyalina L.M. Apanasevich E.A. (2015) Age of rare-metal pegmatite deposits Vasin-Mylk (Kola region): Results of U-Pb geochronological study of microcline. *Dokl. Akad. Nauk*, **461**(4), 437-441. (In Russian)
- Kudryashov N.M., Mokrushin A.V. Mesoarchean gabbroanorthosite magmatism of the Kola region: Petrochemical, geochronological, and isotope-geochemical data. *Petrologiya*, **19**(2), 173-189. (In Russian)
- Kudryashov N.M., Petrovsky M.N., Mokrushin A.V., Elizarov D.V. (2013) Neoechan sanukitoid magmatism in the Kola region: geological, petrochemical, geochronological and isotopic-geochemical data. *Petrologiya*, **21**(4), 389-413. (In Russian)
- Küster D., Romer G., Tolessa D., Zerihun D., Bheemalingeswara K., Melcher F., Oberthur T. (2009) The Kenticha rare-element pegmatite, Ethiopia: internal differentiation, U-Pb age and Ta mineralization. *Mineralium Deposita*, 723-750.
- Lagache M. (1997) The Volta Grande pegmatites, Minas Gerais, Brazil: an example of rare-element granitic pegmatites exceptionally enriched in lithium and rubidium. *Canad. Mineral.*, **35**, 153-165.

- London D (2008) Pegmatites. *Canad. Mineral. Special Publication*, (10), 368 p.
- Marakushev A.A., Gramenetskii E.N. (1983) Problems of the origin of pegmatites. *Bull MOIP. Depart. Geol.*, (1), 61-70. (In Russian)
- Mints M.B., Suleimanov A.K., Zamozhnyaya N.G. (2010) *Glubinnoe stroenie, evolutsiya i poleznye iskopaemye rannedokembriiskogo fundamenta Vostochno-Evropeiskoi platformy: interpretatsiya materialov po opornomu profilyu 1-EB, profilyam 4B u TATSEIS*. [Deep structure, evolution and minerals of the Early Precambrian basement of the East European Platform: Interpretation of materials on the 1-EB profile, profiles 4B and TATSEYS] Moscow, GEOKART: GEOS Publ. (1), 407 p. (In Russian)
- Morozova L.N., Bayanova T.B., Bazai A.V., Lyalina L.M. Serov P.A., Borisenko E.S., Kunakkuzin E.L. (2017) Rare metal pegmatites of the Kolmozerskoe lithium deposits of the Arctic region, the Baltic Shield: New geochronological data. *Vestnik. KNTs RAN*, (1), 43-52. (In Russian)
- Petrovsky M.N., Petrovskaya L.C., Bayanova T.B., Bazai A.V. (2012) In-plate magmatism in the geological history of the Murmansk neo-Archean craton. *Materialy Vseros. Conf. "Sovremennye problemy magmatizma i metamorfizma"* [Proc. All-Russian Conf. "Modern problems of magmatism and metamorphism"] Publishing house of St-Petersburg State University, (2), 123-126. (In Russian)
- Polkanov A.A., Gerling E.K. (1960) The use of K-Ar and Rb-Sr methods for determining the age of Precambrian rocks in the Baltic Shield. *Tr. LAGED Akad. Nauk SSSR*, (9), 4-41. (In Russian)
- Pozhilenko V.I., Gavrilenko B.V., Zhirov D.V., Zhabin S.V. (2002) *Geologiya rudnykh raionov Murmanskoi oblasti* [Geology of ore districts of the Murmansk region]. Apatity, KNTs RAN, 359 p. (In Russian)
- Ranii dokembrii Baltiiskogo shchita* (Ed. B.A. Glebovitskii) (2005) [The Early Precambrian of the Baltic Shield] (Ed. V.A. Glebovitsky] St-Petersburg, Nauka Publ., 711 p. (In Russian)
- Solodov N.A. (1962) *Vnutrennee stroenie i geokhimiya redkometal'nykh granitnykh pegmatitov* [The internal structure and geochemistry of rare-metal granite pegmatites]. Akad. Nauk SSSR Publ., 234 p. (In Russian)
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1988) *Kontinental'naya kora, ee sostav i evolyutsiya* [The continental crust, its structure and evolution]. Moscow: Mir Publ., 383 p. (In Russian)
- Vinogradov A.P. (1962) The average content of chemical elements in the main types of igneous rocks of the crust. *Geokhimiya*, (7), 555-565. (In Russian)
- Vladimirov A.G., Lyakhov N.Z., Zagorski V.E., Makagon V.M., Kuznetsova L.G., Smirnov S.Z., Isupov V.P., Belozero I.M., Uvarov A.N., Gusev G.S., Yusupov T.S., Annikova I.Yu., Beskin S.M., Shokalsky S.P., Mikheev E.I., Kotler P.D., Moroz E.N., Gavryushkina O.A. (2012) Lithium deposits of spodumene pegmatites in Siberia. *Chimiya v interesakh ustoychivogo razvitiya*, **20**(1), 3-20. (In Russian)
- Vlasov, K.A. (1961) Principles of classification of granitic pegmatites and their textural-paragenetic types. *Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. geol.* (1), 8-29. (In Russian)
- Vrevsky A.B., L'vov P.A. (2016) Isotopic age and heterogeneity of sources in Patchemvarek gabbro-anorthosite massif (Kola Peninsula). *Dokl. Akad. Nauk.*, **469**(2), 204-209. (In Russian)
- Webster J.D., Thomas R., Rhewde D., Forster H-J., Seltmann R.I. (1997) Melt inclusions in quartz from an evolved peraluminous pegmatite: geochemical evidence for strong enrichment in fluorine-rich and phosphorus-rich residual liquids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**(13), 2589-2604.
- Zagorskii V.E., Makagon M.V., Shmakin B.M. (1997) *Redkometal'nye pegmatity* [Rare metal pegmatites]. Novosibirsk, Nauka Publ. 285 p. (In Russian)
- Zagorskii V.E., Makagon V.M., Shmakin B.M. (2003) The systematics of granitic pegmatites. *Geol. Geofiz.*, **44**(5), 422-435. (In Russian)
- Zagorskii V.E., Vladimirov A.G., Makagon V.M. Kuznetsova L.G., Smirnov S.Z., D'yachkov B.A., Annikova I.Yu., Shokalsky S.P., Uvarov A.N. (2014) Large fields of spodumene pegmatites under the rifting and post-collisional dislocations of the continental lithosphere. *Geol. Geofiz.*, **55**(2), 303-322. (In Russian)
- Zagorskii V.Ye. (2011) On emplacement of compositionally heterogeneous pegmatite melts: petrogenetic implications. *Estudios Geologica Argentina. Serie D. Publication Especial*, **14**, 229-232.
- Zaraiskii G.P. Akxyuk A.M., Devyatova V.N. (2009), Zirconium-hafnium indicator for fractionation of rare metal granites. *Petrologiya* (1), 28-50. (In Russian)
- Zavaritskii A.N. (1947) About pegmatites as intermediate formations between igneous rocks and ore veins. *Zapiski Vseros. Mineral. Obshchestva*, **76**(1), 37-50. (In Russian)
- Zhu Y.-F., Zeng Y., Gu L. (2006) Geochemistry of the rare metal-bearing pegmatite No. 3 vein and related granites in the Keketuohai region, Altay Mountains, northwest China. *J. Asian Earth Sciences*, **27**, 61-77.