Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 10. С. 73–90
Transactions of the Karelian Research Centre RAS. 2026. No. 10. P. 73–90
DOI: 10.17076/geo2440

УДК 552.3+553.24.065(470.22)

МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВЫХ ЛИНЗ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГАББРОДОЛЕРИТАХ РОПРУЧЕЙСКОГО СИЛЛА (ОНЕЖСКАЯ СТРУКТУРА, КАРЕЛЬСКИЙ КРАТОН)

С. А. Светов*, Е. Н. Светова

*Институт геологии КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН» (ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910), *ssvetov@krc.karelia.ru*

В работе представлены результаты полевого и минералогического изучения крупной пегматитовой линзы, выявленной в кровельной части палеопротерозойского (1,77–1,75 млрд лет) Ропручейского силла габбродолеритов (р-н д. Коккорово, Онежская структура, Карельский кратон). Пегматитовая линза имеет мощность около 3 м, дифференцированное внутреннее строение и является типичным примером пегматитовых образований, развитых на втором уровне силлов габбродолеритов Ропручейского комплекса. Минералогическое картирование на основе оптической и сканирующей электронной микроскопии с ЭДС-анализом позволило выявить закономерную смену минеральных парагенезов: от приконтактовых метасоматитов через калишпат-альбитовые пегматиты к альбит-кварцевым центральным зонам пегматитов с мирмекитами и завершающими эпидот-кварцевыми миароловыми полостями. Анализ вариаций минерального состава пегматитов и вмещающих габбродолеритов позволил предложить модель эволюции флюидно-магматической системы: от кристаллизации габброидного расплава через внедрение флюидонасыщенного пегматитового расплава, метасоматическую переработку зоны контакта к гидротермальной REE-F-Cl-минерализации. Полученные данные существенно уточняют условия формирования пегматитов в палеопротерозойских мафитовых интрузиях Онежской структуры, подтверждают факт первичной контаминации мафитового расплава с существенным его обогащением H_2O, F, Cl. Высокий уровень хлора до 0,5% фиксируется в амфиболах как из зон альбититов, так и непосредственно в габбродолеритах. Дальнейшая эволюция интрузивного комплекса проходила в режиме закрытой магматической системы, при этом обнаружение паризита и алланита свидетельствует о редкоземельной специализации завершающего этапа его кристаллизации. Полученные выводы имеют значение для понимания механизмов концентрирования редких элементов в флюидно-магматических системах основного состава.

Ключевые слова: Ропручейский силл; габбродолериты; пегматиты; Онежская структура; палеопротерозой; зональность; миароловые полости; флюидно-магматическая система

Для цитирования: Светов С. А., Светова Е. Н. Минералогия и условия образования пегматитовых линз в палеопротерозойских габбродолеритах Ропручейского силла (Онежская структура, Карельский кратон) // Труды Карельского научного центра РАН. 2026. № 10. С. 73–90. doi: 10.17076/geo2440

Финансирование. Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН.

S. A. Svetov*, E. N. Svetova. MINERALOGY AND CONDITIONS OF FORMATION OF PEGMATITE LENSE IN PALEOPROTEROZOIC GABBRODOLERITES OF THE ROPRUCHI SILL (ONEGA BASIN, KARELIAN CRATON)

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences (11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia), ssvetov@krc.karelia.ru

The article presents the results of a field and mineralogical study of a large pegmatite lens identified in the upper part of the Paleoproterozoic (1.77–1.75 Ga) Ropruchey gabbrodolerite sill (Kokkarevo area, Onega Basin, Karelian Craton). The pegmatite lens is about 3 m thick, exhibits differentiated internal structure, and represents a typical example of pegmatite bodies developed at the second sill level of the Ropruchey gabbrodolerite complex. Mineralogical mapping using optical and scanning electron microscopy with EDS analysis revealed a consistent succession of mineral assemblages: from contact metasomatites through K-feldspar-albite pegmatites to albite-quartz central zones with myrmekites, and terminating epidote-quartz miarolitic cavities. Analysis of mineral composition variations in both pegmatites and host gabbrodolerites allowed us to propose a model for the evolution of the fluid-magmatic system: from crystallization of the gabbroic melt through emplacement of the fluid-saturated pegmatite melt and metasomatic reworking of the contact zone, followed by hydrothermal REE-F-Cl mineralization. The obtained data significantly refine the formation conditions of pegmatites in Paleoproterozoic mafic intrusions of the Onega Basin, and confirm the primary contamination of the mafic melt with substantial enrichment in H_2O, F, and Cl. High chlorine contents up to 0.5 % are recorded in amphiboles from both albitite zones and the gabbrodolerites themselves. Further evolution of the intrusive complex proceeded in a closed magmatic system, while the discovery of parisite and allanite indicates REE specialization of the final crystallization stage. The dates are relevant for understanding the mechanisms of rare-element concentration in fluid-magmatic systems of mafic composition.

Keywords: Ropruchey sill; gabbrodolerites; pegmatites; Onega Basin; Paleoproterozoic; zoning; miarolitic cavities; fluid-magmatic system

For citation: Svetov S. A., Svetova E. N. Mineralogy and conditions of formation of pegmatite lense in Paleoproterozoic gabbrodolerites of the Ropruchi sill (Onega Basin, Karelian Craton). *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2026. No. 10. P. 73–90. doi: 10.17076/geo2440

Funding. The study was funded from the Russian federal budget through state assignment to KarRC RAS.

Введение

Пегматиты являются наиболее информативным типом горных пород, отражающим заключительные этапы эволюции магматических систем и их флюидно-метасоматических преобразований [Ферсман, 1931; Таланцев, 1988; London, 2014; Огородников и др., 2020]. Они являются природными концентраторами стратегических металлов – лития, цезия, тантала, ниобия, бериллия, олова и редкоземельных элементов, что определяет высокую экономическую значимость пегматитов в связи с растущим спросом на критическое минеральное сырье, развитием высокотехнологичных отраслей промышленности и «зеленой» энергетики [Černý, 1991a, b; Огородников и др., 2020]. Изучение зональности и парагенетических ассоциаций пегматитов позволяет реконструировать физико-химические условия кристаллизации пород, оценить роль летучих компонентов в этом процессе и описать механизмы концентрирования редких элементов [Ферсман, 1931; Гинзбург и др., 1979; Simmons, Webber, 2008]. В связи с этим пегматитовые тела выступают в качестве уникальных «природных лабораторий» для исследования петрогенетических и рудообразующих процессов.

Габбропегматитовые линзы, часто формирующиеся в габбродолеритовых интрузиях,

представляют собой уникальный тип магматических пород, сочетающих в себе черты глубинных и жильных образований, что делает их исключительно информативным объектом для изучения процессов магматической дифференциации, кристаллизации и гидротермальной минерализации [Ферсман, 1931; Гродницкий, Полин, 1975 и ссылки там же; Гинзбург и др., 1979; Таланцев, 1988; Černý, 1991a, b; London, 2014; Wise et al., 2022].

Объектом данного исследования является палеопротерозойский Ропручейский силл габбродолеритов, расположенный в Южной Карелии, являющийся одним из самых крупных интрузивных комплексов в Онежской структуре. Его суммарная мощность превышает 200 м, а площадь распространения более 2000 км^2 [Афанасьев и др., 2006; Онежская..., 2011].

Несмотря на длительную историю изучения Ропручейского силла, начатую еще в середине XIX века и продолженную в работах К. О. Кратца [Кратц, 1963], Д. И. Гарбара [Гарбар, 1970], минералогия пегматитовых образований в его составе до настоящего времени остается слабо раскрытой. Большинство исследований были направлены на общую характеристику пород интрузии и их практическое использование [Онежская..., 2011 и ссылки там же]. Редкие данные о строении, минералогии и условиях образования пегматитовых линз в интрузиве создают существенный пробел в понимании эволюции всей магматической системы.

Изучение минералогии пегматитовых линз в составе Ропручейского силла имеет как фундаментальное, так и прикладное значение. С фундаментальной точки зрения, эти образования отражают заключительные этапы кристаллизации мафитовой магмы, существенно обогащенной летучими компонентами. Детальный анализ минерального состава пегматитов, описание их структурно-текстурных особенностей и зональности позволит реконструировать физико-химические условия формирования интрузива, оценить его металлогенические перспективы. Прикладной аспект исследований связан с тем, что данный комплекс является промышленно значимым объектом, так как к нему приурочен ряд месторождений каменных строительных материалов – облицовочного камня и щебня [Минерально-сырьевая..., 2006]. В верхней части силла, где локализованы пегматитовые шлиры, породы характеризуются повышенной трещиноватостью и значительной изменчивостью физико-механических свойств, что отрицательно влияет на качество конечного строительного минерального сырья. Выделение пегматитовых участков позволяет существенно оптимизировать горнопромышленные работы.

Цель данного исследования – детальная минералогическая характеристика крупной пегматитовой линзы в Ропручейской пластовой интрузии, выявление ее зональности и оценка условий образования внутренней расслоенности.

Геологическое строение Онежской структуры и интрузивного комплекса

Онежская палеопротерозойская структура (ОС) локализована в юго-восточной части Фенноскандинавского щита (рис. 1), перекрывает с угловым несогласием и областями размыва фундамент Карельского кратона, представленный мезо-неоархейскими гранит-зеленокаменными комплексами [Геология..., 1987; Онежская..., 2011; Melezhik et al., 2013].

ОС сформирована серией вулканогенно-осадочных образований возрастом от 2,5 до 1,7 млрд лет, ее площадь составляет более 35 тыс. км^2. Вулканогенно-осадочные образования ОС делятся на шесть горизонтов [Онежская..., 2011]: сумийский (2,5–2,4 млрд лет), сариолийский (2,4–2,3 млрд лет), ятулийский (2,3–2,1 млрд лет), людиковийский (2,1–1,9 млрд лет), калевийский (1,92–1,8 млрд лет) и вепсийский (~1,8 млрд лет).

Главные магматические события в ОС связаны с формированием крупных магматических провинций во временных интервалах: 2,5–2,4 млрд лет (андезибазальтовой), 2,3–2,1 млрд лет (базальтовой), 2,05–1,97 млрд лет (пикробазальтовой). Завершающий этап магматизма в ОС приурочен к Свекофеннской орогении (1,77–1,75 млрд лет) и представлен локально интрузивным комплексом габбродолеритов в юго-западном борту ОС, внедренным в терригенные толщи Вепсийского горизонта [Онежская..., 2011; Куликов и др., 2017].

Терригенные породы вепсийского горизонта в ОС формируют Южно-Онежскую мульду. В ее центральной части породы имеют горизонтальное залегание, на восточном крыле пологое 10–12°, а на западном – близкое к субвертикальному. Мульда осложнена сбросами СЗ простирания и расчленена на мелкие блоки системой разрывных нарушений СВ простирания. Терригенные толщи представлены петрозаводской (основание разреза) и шокшинской (верхняя часть разреза) свитами [Галдобина, Михайлюк, 1966; Негруца, 1984; Онежская..., 2011; Melezhik et al., 2013; Kuznetsov et al., 2023].

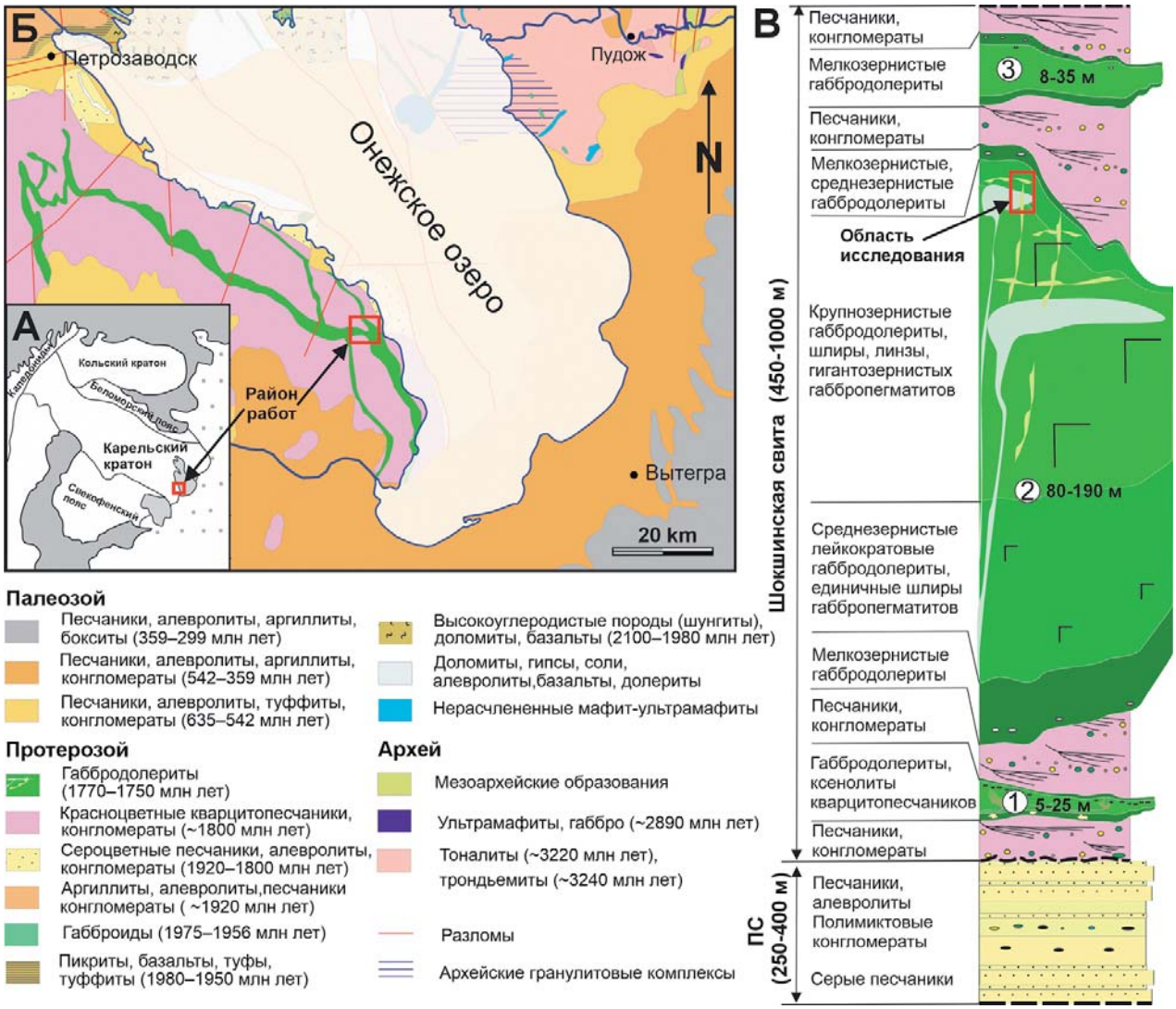


Рис. 1. А – положение Онежской структуры на Фенноскандинавском щите; Б – Геологическая схема Юго-Западного борта Онежской структуры; В – унифицированный стратиграфический разрез вепсийского (~1,8 млрд лет) горизонта в Онежской структуре на основе данных [Онежская..., 2011; Melezhik et al., 2013; Куликов и др., 2017] с добавлениями авторов. 1–3 – выделяемые уровни силла, пояснения в тексте. ПС – петрозаводская свита

Fig. 1. А – position of the Onega Basin on the Fennoscandian Shield; Б – geological scheme of the southwestern side of the Onega Basin; В – unified stratigraphic section of the Vepsian (~1.8 Ga) horizon in the Onega Basin based on data from [Onega..., 2011; Melezhik et al., 2013; Kulikov et al., 2017] with additions by the authors. 1–3 – distinguished sill levels, see explanations in the text. ПС – Petrozavodsk Formation

Петрозаводская свита выделена в р-не г. Петрозаводска и развита по западному берегу Онежского озера [Галдобина, Михайлюк, 1966]. Мощность разреза варьирует от 250 до 1000 м [Онежская..., 2011]. В основании ее залегает пачка крупно- и среднезернистых полевошпат-кварцевых песчаников с косой и горизонтальной слоистостью. Средняя часть разреза сформирована серыми полевошпат-кварцевыми песчаниками. В цементе песчаников присутствует тонкозернистое углеродистое вещество (шунгит) и халцедон. Выше разрез представлен серыми, розовато-серыми, серыми, бурыми полевошпат-кварцевыми и кварцевыми песчаниками и алевролитами. В разрезе присутствуют прослои полимиктовых конгломератов, в составе обломков которых доминируют базальты, плагиобазальты, шунгиты, т. е. породы, характерные для подстилающих горизонтов людиковия и калевия Онежской структуры.

Шокшинская свита обнажается в р-не д. Шокши (южная Карелия) [Тимофеев, 1935; Геология, 1987], ее образования распространены на западном побережье Онежского озера.

В основании свиты залегает слой мелкогалечных конгломератов, перекрывающий с размывом отложения петрозаводской свиты. Мощность шокшинской свиты варьирует от 450 до 900 м. Нижнюю часть разреза формируют бледно-сиреневые кварцитопесчаники, выше последовательно залегает: пачка переслаивания красноцветных алевролитов, мелкозернистых песчаников, малиновых кварцитопесчаников. На разных уровнях разреза встречаются тонкие прослои гравелитов и конгломератов. Характерной чертой пород свиты являются доминирующий кварцевый состав обломочного материала, ярко-красная окраска и широкая фациальная изменчивость пород, поскольку осадконакопление происходило в континентальных условиях.

Габбродолеритовый интрузивный комплекс сформирован многоуровневым латерально протяженным силлом, интрудированным в шокшинскую терригенную толщу (рис. 1, В).

Уровень 1. В нижней части разреза шокшинской свиты в разрезах Другорецкого и Ропручейского кряжей установлен горизонт основных пород – мелкозернистых габбро-долеритов мощностью от 5 до 25 м [Светов, 1979]. Данный горизонт рассматривается в качестве апофиза более мощного, вышележащего силла [Онежская..., 2011], однако, в части работ был описан как лавовый покров [Кайряк, 1973; Светов, 1979]. Горизонт в подошве содержит ксенолиты подстилающих красно-бурых кварцитопесчаников, в кровле имеет кварц-хлоритовые и кварц-гематитовые миндалины, а также области активной хлоритизации, эпидотизации. В средней его части установлены порфировые выделения плагиоклаза, заключенные в хлоритизированную средне-мелкозернистую основную массу.

Уровень 2. Наиболее широкое площадное распространение в западном борту ОС имеют габбродолериты данного стратиграфического уровня, известные в литературе под термином «Ропручейская пластовая интрузия / силл». По данным бурения, геологического и геофизического картирования [Онежская..., 2011; Рязанцев, 2012], общая площадь распространения габбродолеритов 2-го уровня превышает 10 тыс. км^2 при мощности интрузии от 80 до 190 м. Силл выклинивается по латерали, с нижнего уровня на середину разреза вмещающей шокшинской свиты в СЗ направлении. Для Ропручейского силла характерна внутренняя расслоенность:

в нижней части силла, в зоне контакта с вмещающими кварц-полевошпатовыми песчаниками, наблюдаются мелкозернистые однородные долериты, содержащие редкие округлой формы кварц-хлоритовые, хлоритовые и хлорит-эпидотовые обособления (миндалины), заключенные в микродолеритовую основную массу с редкими оплавленными микролитами плагиоклаза и пироксена. На отдельных участках выявлены крупные (до 1,5–2,0 мм) вкрапленники пироксена и плагиоклаза. Мощность зоны менее 5 м;

основание средней части интрузивного тела характеризуется переходом от мелкозернистых к среднезернистым меланократовым габбродолеритам, однородным, иногда имеющим шлировые текстуры, образованным скоплениями плоскопараллельных кристаллов пироксена и плагиоклаза. Мощность зоны менее 10 м;

средняя часть силла сформирована среднезернистыми и неравномернозернистыми кварцевыми габбродолеритами, в которых присутствуют многочисленные латерально протяженные линзовидные зоны мезократовых – лейкократовых крупнозернистых габбропегматитов, ориентированных чаще всего параллельно пластовой отдельности. Мощность данного участка может достигать 100–120 м;

в кровельной части силла установлен переход от неравномернозернистых, крупнозернистых габбродолеритов к мелкозернистым однородным меланократовым разностям. Кровельная зона силла имеет ярко проявленную плитчатую пластовую отдельность. На некоторых участках кровли выявлены миндалины размером до 1 см с кварцевым заполнением. Мощность кровельной зоны не превышает 10 м.

В средней и верхней частях силла присутствует система маломощных 0,1–0,5 м мелкозернистых и грубозернистых лейкократовых прожилков, впервые установленных С. А. Яковлевым в 1903 году и описанных им как диабаз-аплиты [Онежская..., 2011]. Прожилки располагаются как параллельно основанию силла, так и перпендикулярно ему, имеют альбит-роговообманковый состав, при этом от вмещающих пород отличаются контрастным розовато-серым цветом. По составу породы жил идентичны кислому гранофировому веществу из кровельных крупнозернистых кварцевых габбродиоритов и гигантозернистых габбропегматитов [Онежская..., 2011].

Уровень 3. В верхней части разреза шокшинской свиты присутствует еще один уровень габбродолеритовой пластовой интрузии, являющийся апофизом основного тела, имеющего мощность от 8 до 35 м. Габбродолериты данного уровня имеют мелко-среднезернистую структуру, широко проявленные зоны хлоритизации и эпидотизации, а в подошве содержат ксенолиты подстилающих кварцитопесчаников.

Абсолютный возраст пород габбродолеритового интрузивного комплекса оценивается в интервале 1,77–1,75 млрд лет (по данным изотопного датирования циркона – 1770 ± 12 млн лет и бадделеита – 1751 ± 3 млн лет) [Бибикова и др., 1990; Lubnina et al., 2012].

Объект и методы исследования

Объектом исследования является протяженная линза крупно-гигантозернистых пегматитов, осложненная системой жилоподобных образований альбититов, вскрытая в кровельной части Ропручейской пластовой интрузии в ходе буровзрывных работ на карьере предприятия ООО «Карелкамень» в 2024 году. Территориально данный объект находится вблизи д. Коккарово в Прионежском р-не Республики Карелия, стратиграфически – относится к кровельной части 2-го уровня Ропручейского силла. Полевые изыскания включали картирование пегматитовой линзы и отбор образцов для минералого-петрографического исследования. Петрографическое изучение шлифов выполнено на оптическом микроскопе ПОЛАМ Р-211. Анализ морфологии и химического состава породообразующих и акцессорных минералов проведен на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным анализатором INCA Energy 350 с использованием напыленных углеродом шлифов и аншлифов. Измерения проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе электронного пучка 20 мА, диаметре пучка 2 мкм и времени накопления спектров 90 сек. В качестве стандартов использованы кальцит, альбит, волластонит, MgO, Al_2O_3, SiO_2, FeS_2, Fe, Zn, InAs. Для оценки температуры кристаллизации минеральной пары ильменит-магнетит и расчета показателя кислородного потенциала использована программа ILMAT 1.20 [Lepage, 2003]. Температура кристаллизации кобальтина рассчитана с помощью кобальтинового термометра [Klemm, 1965]. Все аналитические исследования выполнены в Аналитическом центре Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск).

Результаты

Габбродолериты силла. Окружающие пегматитовую линзу породы представлены среднезернистыми, крупнозернистыми, серо-черными или зеленовато-черными габбродолеритами с массивной текстурой. Главные породообразующие минералы габбродолеритов: пироксены (пижонит, авгит, клиноферросилит) и плагиоклаз (лабрадор – олигоклаз). Вторичные и акцессорные минералы представлены Са-амфиболами (актинолитом, Fe-актинолитом, гастингситом), биотитом и стильпномеланом (формирующим обрастания по титаномагнетиту), кварцем, пиритом, цирконом, апатитом (с содержанием 3,7 % F, 0,5 % Cl), рудные минералы – ильменитом (содержит MnO до 0,9 %) и титаномагнетитом (содержит MnO до 0,4 % и V_2O_5 до 2 %).

По данным расчетов в программе ILMAT 120 [Lepage, 2003], образование ильменит-титаномагнетитовой ассоциации габбродолеритов происходило при температуре 515–670 °С и фугитивности кислорода – $logfO_2$ –21…–27. Исходный титаномагнетит (TiO_2 3–17 %) преимущественно имеет форму октаэдрических кристаллов с закономерно ориентированными структурами распада твердого раствора (рис. 3, Б, В). В породе проявлены структуры сегрегационного обособления ильменита в титаномагнетите (рис. 3, А, В), наблюдается развитие биотита и стильпномелана по рудным минералам (иногда с образованием симплектитовых срастаний ильменита и биотита), маркирующих постмагматические преобразования пород под действием флюидов, обогащенных K и H_2O.

Рассматриваемая пегматитовая линза характеризуется субгоризонтальным простиранием с варьирующей мощностью от 0,8–1,2 до 2,5–3 м в зонах «раздувов» (рис. 2, В). По простиранию линза имеет маломощные (< 1 м) ответвления субвертикальной ориентировки. Габбродолериты рядом с пегматитовой линзой пронизываются системой тонких трещин, по которым наблюдается развитие грубозернистых пегматитоподобных прожилков мощностью до 10 см, сформированных микроклином, кварцем, амфиболом.

Пегматитовая линза имеет следующее дифференцированное строение:

Приконтактовая область пегматитовой линзы с вмещающим телом габбродолерита характеризуется прямолинейной границей, сложена крупнозернистым габбропегматитом серо-зеленого цвета (рис. 2, Б). Мощность приконтактовой области составляет около 10–30 см (рис. 2, Е). Основными породообразующими минералами габбропегматитов являются Са-амфиболы (Ti-гастингсит, гастингсит, Fe-роговая обманка, Fe-актинолит, актинолит) с реликтами пироксенов, эпидот и кварц. В них присутствуют мелкие изометричные вростки плагиоклаза (альбита). Второстепенные минералы представлены хлоритом, кальцитом, апатитом, цирконом, ильменитом (MnO 3,5 %), существенно замещенным титанитом, пиритом, кобальтином (рис. 4). Кобальтин отмечается в виде изометричных единичных кристаллов размером

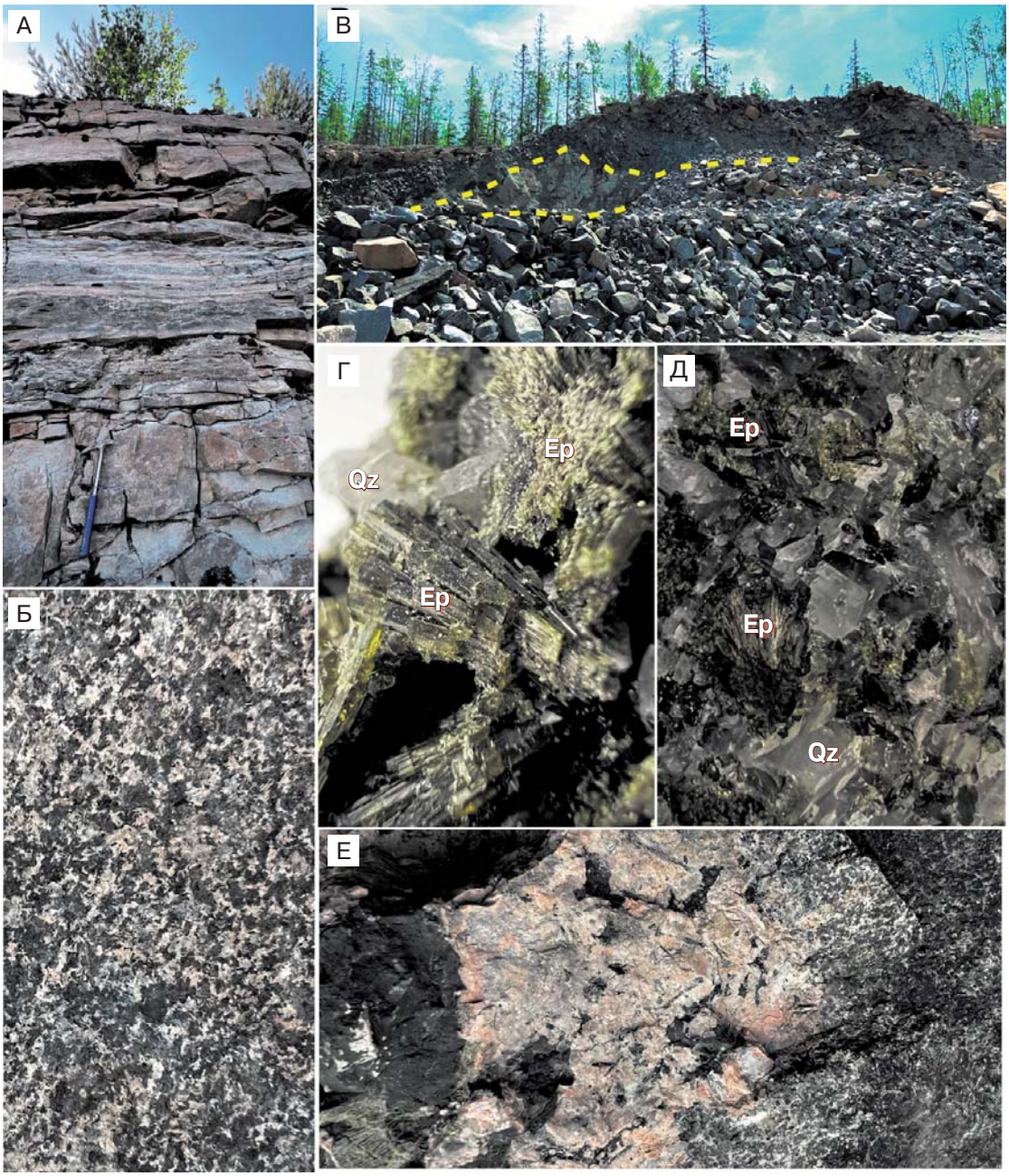


Рис. 2. Породные литотипы, вскрытые в верхней части разреза Ропручейского кряжа в карьере предприятия ООО «Карелкамень» (д. Коккарово, Прионежский р-н Республики Карелия): А – вмещающие вепсийские толщи бурых, красных кварцитопесчаников шокшинской свиты с прямой и косой слоистостью; Б – габбропегматит переходной зоны от силла к пегматитовой линзе, верхняя часть основного силла (2 уровень), штуф 5 × 10 см; В – вскрытая кровельная часть силла с выходом светлой крупнозернистой пегматитовой линзы (показана штриховой линией); Г–Д – кристаллы эпидота (Ep), кварца (Qz) в миароловой полости, штуфы 2 × 3 см; Е – краевая область пегматитовой линзы, переход от краевого среднезернистого габбродолерита (правая часть фото) к альбититу (левая часть фото), штуф 40 × 20 см

Fig. 2. Rock lithotypes exposed in the upper part of the Roprucheysky Ridge section in the Karelkamen quarry (Kokkarovo village, Prionezhsky District, Republic of Karelia): A – host Vepsian strata of brown and red quartzite sandstones of the Shoksha Formation with direct and oblique bedding; Б – gabbropegmatite of the transition zone from the sill to the pegmatite lens, the upper part of the main sill (2nd level), 5 × 10 cm sample; B – exposed roof part of the sill with an outcrop of the light-colored coarse-grained pegmatite lens; Г–Д – crystals of epidote, quartz, calcite in a miarolitic cavity, sample 2 × 3 cm; E – marginal area of the pegmatite lens, transition from marginal medium-grained gabbrodolerite (right side of the photo) to albitite (left side of the photo), sample 40 × 20 cm

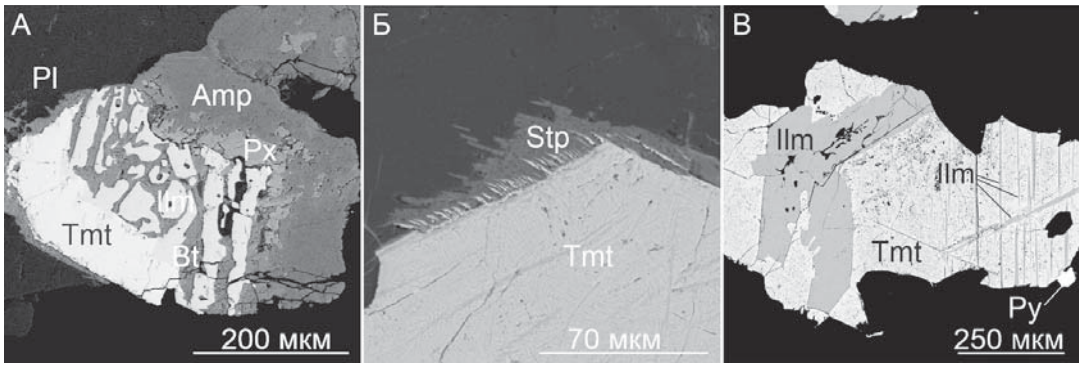


Рис. 3. BSE-изображения зерен титаномагнетита в габбродолерите Ропручейского силла: А – графические срастания титаномагнетита (Tmt), ильменита (Ilm) и биотита (Bt) в ассоциации с амфиболом (Amp); Б – закономерно ориентированные структуры распада в титаномагнетите, обрастающем стильпномеланом; В – тонкие ламели ильменита (справа) и крупные ильменитовые обособления (слева) в титаномагнетите

Fig. 3. BSE-images of titanomagnetite grains in the gabbrodolerite of the Ropruchey sill: A – graphic intergrowths of titanomagnetite (Tmt), ilmenite (Ilm) and biotite (Bt) in association with amphibole (Amf); Б – regularly oriented exsolution structures in titanomagnetite overgrown with stilpnomelane; B – thin ilmenite lamellas (right) and large ilmenite segregations (left) in titanomagnetite

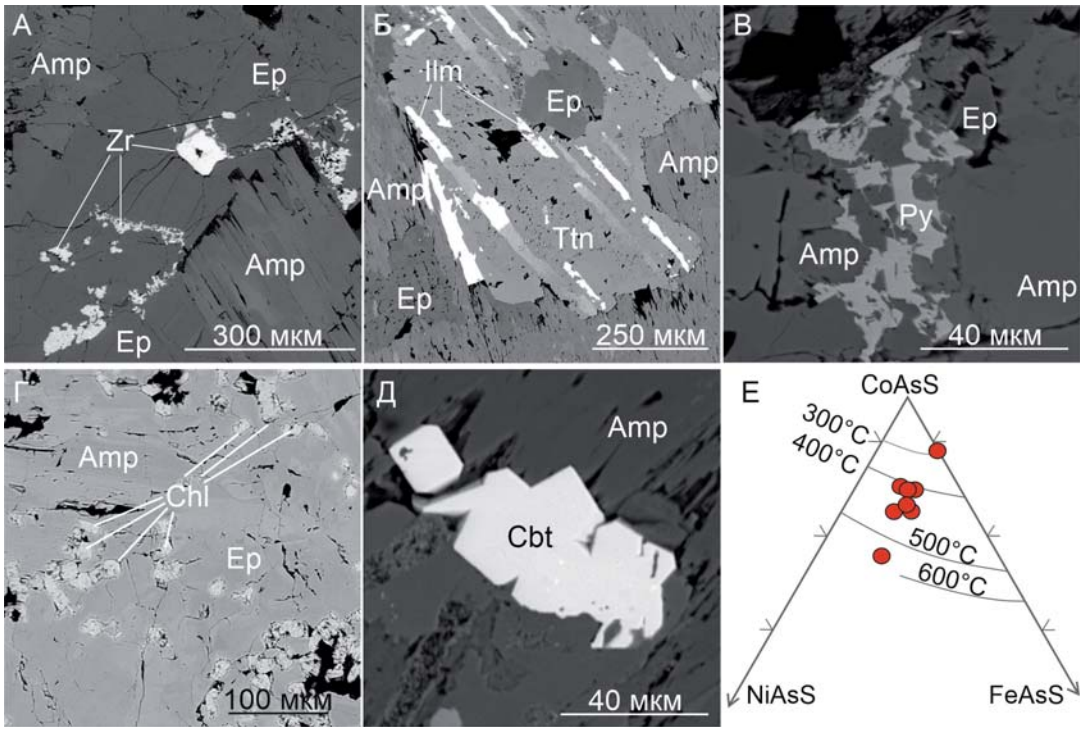
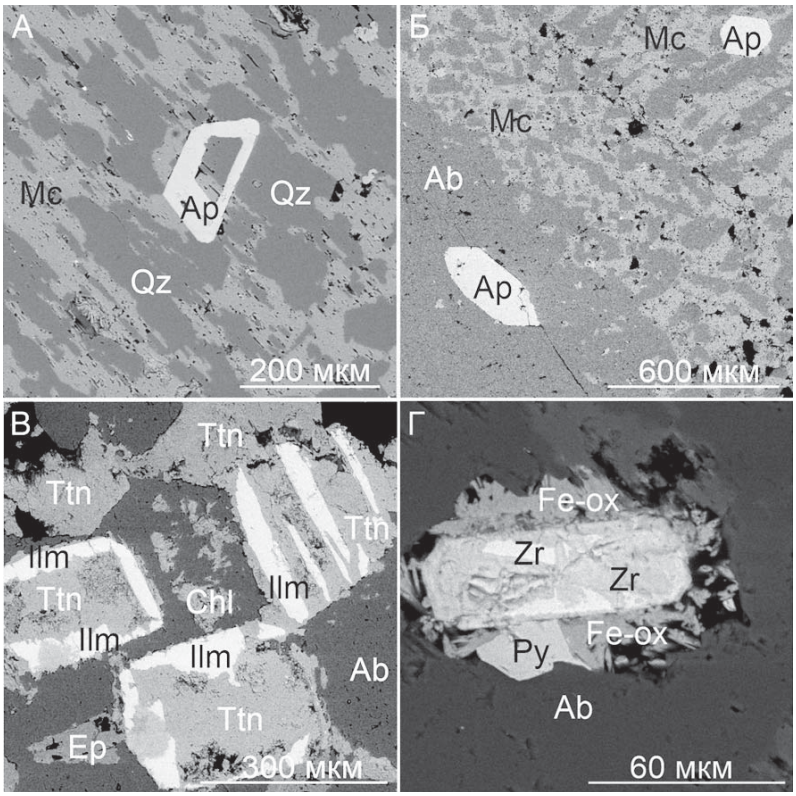


Рис. 4. BSE-изображения породообразующих минералов в приконтактовой области пегматитовой линзы с вмещающим телом габбродолерита. А – зерна цирконов (Zr) в ассоциации с эпидотом (Ep) и амфиболом (Amp); Б – зерно титанита (Ttn) с реликтами ильменита и новообразованным эпидотом в ассоциации с амфиболом; В – область развития пирита; Г – скопления чешуек хлорита в ассоциации с эпидотом; Д – агрегат кристаллов кобальтина (Cbt) в амфиболе габбропегматита; Е – состав кобальтина габбропегматитов на диаграмме устойчивости фаз CoAsS-FeAsS-NiAsS [Klemm, 1965]

Fig. 4. BSE-images of rock-forming minerals in the near-contact area of a pegmatite lens with a host gabbro-dolerite body. A – zircon (Zr) grains in association with epidote and amphibole; Б – titanite grain with ilmenite relics and newly formed epidote (Ep) in association with amphibole (Amp); B – pyrite development area; Г – chlorite flake clusters in association with epidote; Д – cobaltite (Cbt) crystal aggregate in amphibole of gabbro-pegmatite; E – cobaltite composition of gabbro-pegmatites on the CoAsS-FeAsS-NiAsS phase stability diagram [Klemm, 1965]

Рис. 5. BSE-изображения минеральной ассоциации краевой части пегматитовой линзы: А – микропегматитовая текстура с закономерными срастаниями кварца (Qz) и полевого шпата (Mc); Б – зерна апатита (Ap) в пределах пертитовых срастаний альбита (Ab) и полевого шпата; В – скелетные кристаллы ильменита (Ilm), замещаемые титанитом (Ttn); Г – кристалл циркона (Zr) содержит реликтовые (белые) участки и измененные области (серые) с примесью Ce, Nd, Hf и Ca, обрастающий оксидами железа (Fe-ox)

Fig. 5. BSE-images of the mineral association of the marginal part of the pegmatite lens: A – micropegmatite texture with regular intergrowths of quartz (Qz) and feldspar (Mc); Б – apatite (Ar) grains within perthitic intergrowths of albite (Ab) and feldspar; B – skeletal crystals of ilmenite (Ilm) replaced by titanite (Ttn); Г – zoned zircon crystal (Zr) contains relict (white) areas and altered regions (gray) with an admixture of Ce, Nd, Hf and Ca, overgrown with iron oxides (Fe-ox)



до 60 мкм, а также их сростков, содержит примесь Fe (3,1–5,2 мас.%) и Ni (0–8,2 мас.%). Эмпирическая формула кобальтина ($Co_{0,69–0,89}Fe_{0,09–0,15}Ni_{0–0,23}$) $As_{0,93–0,97}S_{0,98–1,06}$. Температурный диапазон кристаллизации минерала, определенный по кобальтиновому геотермометру [Klemm, 1965], дает широкий интервал значений от 550 до 300 °С (рис. 4, Е).

Краевая часть линзы пегматитов. По удалению от контакта, пегматитовая линза приобретает яркую розоватую окраску, крупнокристаллическое, типичное для пегматитов строение. В краевой части линзы, за счет концентрирования темноцветных минералов, проявлена пятнистая текстура породы (см. рис. 2, Е). Основными породообразующими минералами являются калиевый полевой шпат, альбит, кварц и амфибол. Амфибол образует вытянутые таблитчатые кристаллы, по составу отвечающие Ti-гастингситу и Fe-актинолиту. При микроскопическом исследовании локально устанавливается микропегматитовая текстура с закономерными кварц-полевошпатовыми срастаниями и пертитовая текстура с взаимным прорастанием калиевого полевого шпата и альбита (рис. 5, А, Б). В ассоциации с амфиболом отмечаются сростки крупноигольчатых кристаллов эпидота. В числе второстепенных минералов установлены ильменит и пирит. Ильменит повсеместно замещается титанитом, образуя скелетные кристаллы (рис. 5, В). Пирит фиксируется в виде отдельных, чаще изометричных зерен. В составе акцессорных минералов отмечены циркон и апатит (рис. 5, Б, Г). Циркон представлен призматическими кристаллами с выделяемыми светлыми и темными участками в структуре минерала, часто находится в ассоциации с пиритом и обрастает оксидами железа. Цирконы содержат до 3,3 % – CeO_2, до 3,2 % – NdO_2, до 3,4 % – CaO, до 1,6 % – HfO_2. Апатит образует крупные изометричные или игольчатые зерна размером до 1 мм.

Центральная область пегматитовой линзы характеризуется крупно-гигантозернистой структурой, с элементами графической, и отличается практически полным отсутствием темноцветных минеральных фаз. Породообразующий парагенез представлен альбитом, калиевым полевым шпатом и кварцем (рис. 6). Альбит образует пластинчатые и таблитчатые кристаллы. Микроскопически диагностируются участки микропегматитовых срастаний кварца с калиевым полевым шпатом (рис. 6, А), а также характерные мирмекитовые структуры – червеобразные вростки кварца в альбите. В породе широко проявлены процессы эпидотизации (рис. 6, А, Б), эпидот образует зерна разнообразной морфологии – от удлиненно-

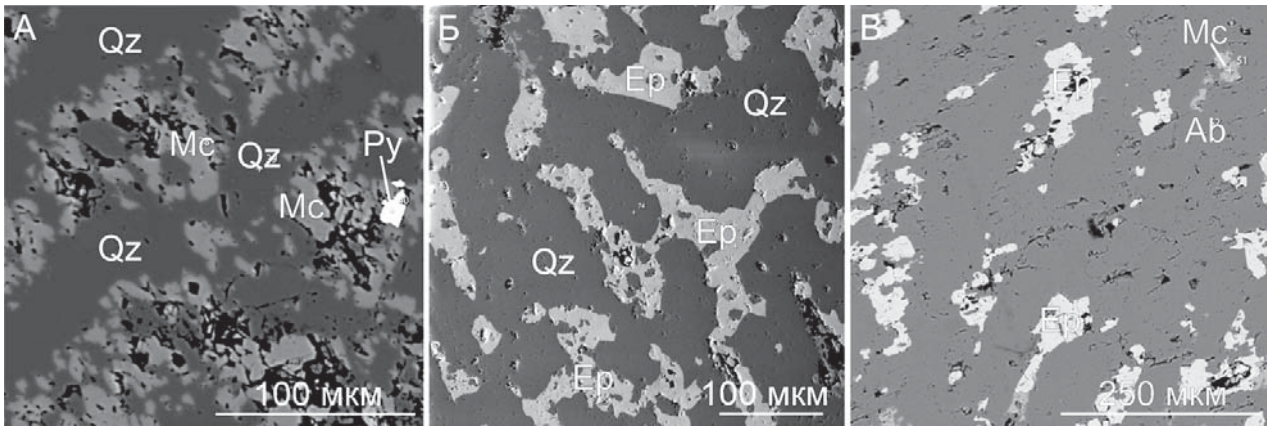


Рис. 6. BSE-изображения, иллюстрирующие микротекстуры центральной области пегматитовой линзы: А – микропегматитовые срастания кварца (Qz) и полевого шпата (Mc); Б – эпидотизация (Ep) кварца; В – эпидотизация крупнокристаллического альбита (Ab)

Fig. 6. BSE-images illustrating microtextures of the central part of the pegmatite lens: A – micropegmatite intergrowths of quartz (Qz) and feldspar (Mc); Б – epidotization (Ep) of quartz; B – epidotization of coarse-crystalline albite (Ab)

пластинчатых до округлых и изометричных. Крупные выделения эпидота совместно с кварцем формируют гнездовые скопления и тонкие прожилки (рис. 7). Кварц представлен двумя генерациями. Ранняя генерация выполнена червеобразными выделениями, входящими в состав мирмекитовых и графических срастаний с полевыми шпатами (см. рис. 6, А). Поздняя – образует секущие кварцевые прожилки и сложена изометричными зернами размером от 0,2 до 1,6 мм с неровными, извилистыми границами, что свидетельствует об их кристаллизации в условиях дефицита свободного пространства (см. рис. 7). Акцессорный минеральный ряд включает титанит (с реликтами ильменита), пирит, апатит и циркон.

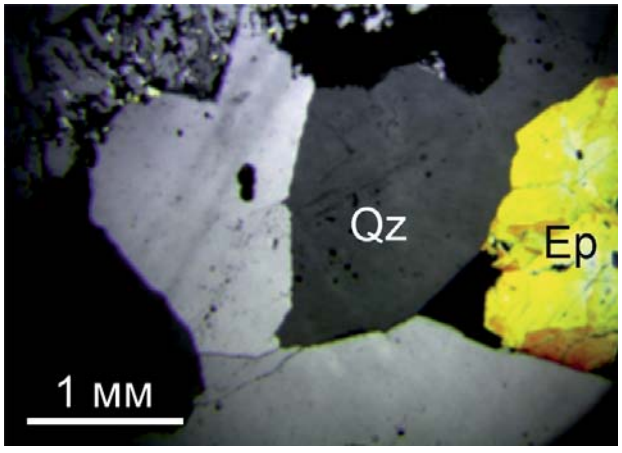


Рис. 7. Прожилок кварца (Qz) с эпидотом (Ep) в центральной части пегматитовой линзы. В левом верхнем углу мелкие изометричные зерна эпидота в полевом шпате. Фото шлифа в скрещенных николях

Fig. 7. A vein of quartz (Qz) with epidote (Ep) in the central part of a pegmatite lens. Small isometric grains of epidote in feldspar are in the upper left corner. Photo of a thin section in crossed polars

Миароловые полости в пегматитах Поручейского силла выполнены эпидот-кварцевыми агрегатами. Срастания кристаллов кварца с эпидотом формируют контрастную минеральную ассоциацию, в которой кварц выступает в качестве структурного фона, а эпидот – доминирующим цветовым акцентом (см. рис. 2, Г, Д). Эпидот представлен радиально-лучистыми агрегатами, сложенными хорошо ограненными длиннопризматическими кристаллами насыщенного фисташково-зеленого цвета. Размер отдельных индивидов по удлинению достигает 2–3 см. Кварц присутствует в полостях в объемных соотношениях, сопоставимых с эпидотом. Кристаллы кварца имеют хорошо выраженную призматическую форму с ромбоэдрической головкой. Они преимущественно полупрозрачны, дымчато-серой окраски; средний размер кристаллов варьирует от 0,5 до 2 см, при этом отдельные индивиды достигают 7–10 см. В наиболее крупных кристаллах макроскопически диагностируются темноцветные минеральные включения (рис. 8). Согласно данным СЭМ-ЭДС анализа, включения размером от 20 мкм до 1,5 мм представлены сростками и отдельными зернами Ca-амфиболов (актинолита, гастингсита, роговой обманки) с реликтами авгита, а также эпидота, альбита, хлорита, титанита, циркона и апатита. Состав включений идентичен минеральному парагенезису самих пегматитов и вмещающих габбродолеритов,

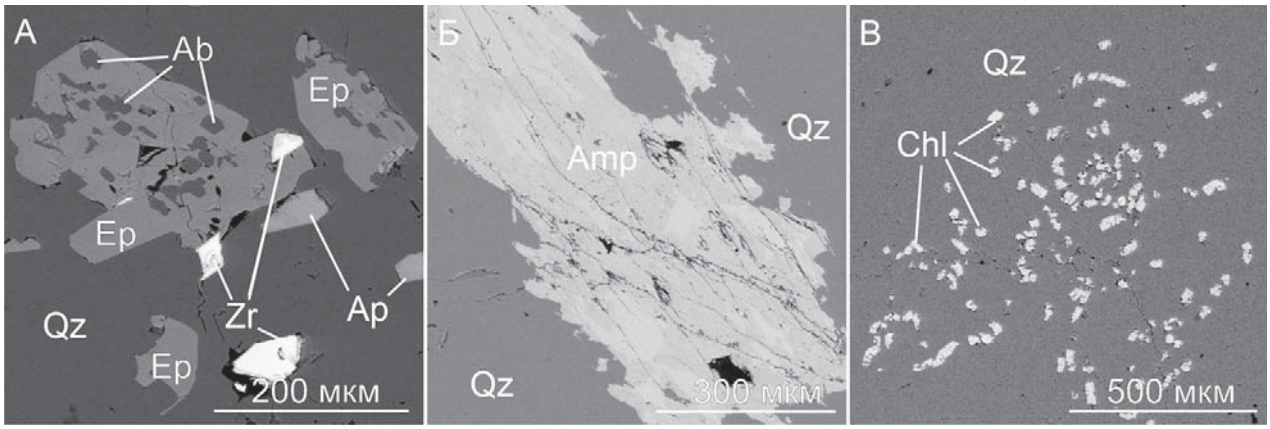


Рис. 8. BSE-изображения микровключений породообразующих минералов в кристаллах кварца (Qz) из миароловой полости в пегматите: А – кристаллы эпидота (Ep) с включениями альбита (Ab), зерна апатита (Ap) и зонального циркона (Zr); Б – неоднородный кристалл амфибола (Amf); В – сыпь чешуек хлорита (Chl)

Fig. 8. BSE-images of microinclusions of rock-forming minerals in quartz crystals (Qz) from a miarolitic cavity in a pegmatite: A – epidote crystals (Ep) with inclusions of albite (Ab), grains of apatite (Ap) and zoned zircon (Zr); Б – heterogeneous crystal of amphibole (Amf); B – accumulation of chlorite flakes (Chl)

что позволяет предполагать их захват флюидной фазой в процессе роста кристаллов кварца.

В ассоциации с кварцем и эпидотом в полостях также диагностируются агрегаты крупнокристаллического кальцита. Судя по структурным взаимоотношениям, кальцит формировался на завершающей стадии эволюции миароловых полостей в результате поступления обогащенных кальцием гидротермальных растворов в остаточное свободное пространство.

Среди второстепенных минералов в миароловых полостях установлены циркон, пирит, хлорит, апатит, паризит, алланит и титанит (рис. 9). Большинство зерен циркона (размером 20–200 мкм) характеризуются пятнистой структурой (рис. 9, А). В составе их измененных участков фиксируются примеси: CaO (до 2,8 %), Ce_2O_3 (до 2,9 %) и Nd_2O_3 (до 3 %). Пирит встречается как в виде изометричных зерен размером 20–60 мкм, так и в форме тонких прожилков в кварце (рис. 9, Б). Хлорит образует рассеянные скопления чешуек в кварце и выполняет микрополости. Зерна апатита размером до 1 мм характеризуются повышенными содержаниями F (до 3,7 %) и Cl (до 0,4 %).

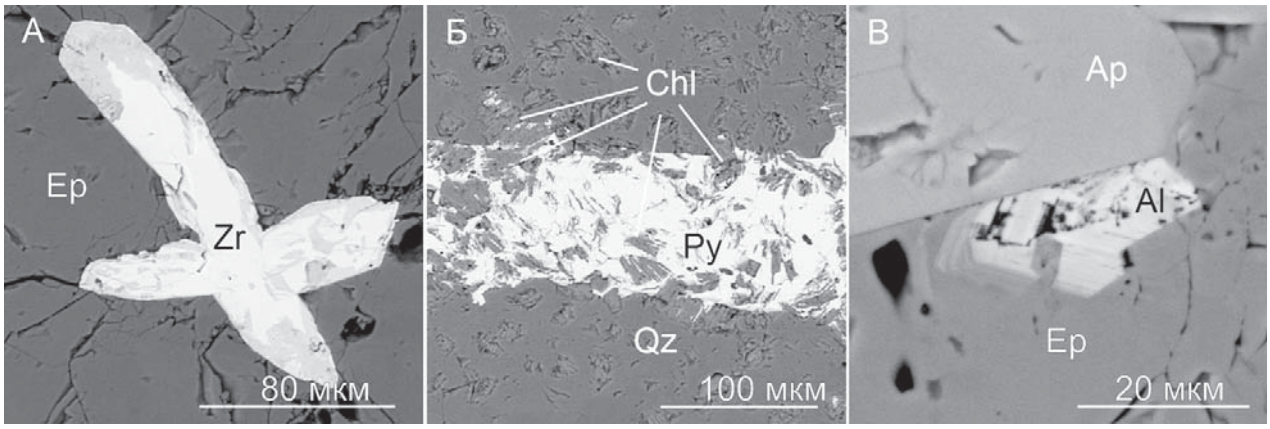


Рис. 9. BSE-изображения второстепенных минералов в кварц-эпидот-кальцитовых миароловых полостях пегматитов: А – сросток кристаллов циркона (Zr) в окружении эпидота (Ep), содержит реликтовые (белые) участки и измененные области (серые) с примесью Ca, Ce, Nd; Б – пирит (Py) в хлоритизированном кварце; В – фрагмент зерна апатита (Ap) в ассоциации с зональным алланитом (Al) и эпидотом

Fig. 9. BSE-images of minor minerals in quartz-epidote-calcite miarolitic cavities of pegmatites: A – intergrowth of zoned zircon crystals (Zr) surrounded by epidote (Ep), contains relict (white) areas and altered regions (gray) with admixture of Ca, Ce, Nd; Б – pyrite (Py) in chloritized quartz; B – fragment of apatite grain (Ap) in association with zoned allanite (Al) and epidote

Обсуждение

Минералогическое изучение пегматитовой линзы, локализованной в пределах второго уровня Ропручейского силла, выявило ее дифференцированное строение и позволило реконструировать многостадийность пегматитообразования. Установленная последовательность минеральных ассоциаций отражает длительную эволюцию магматической системы – от кристаллизации габброидного расплава до завершающих низкотемпературных гидротермальных преобразований (табл.). Ключевыми факторами, контролировавшими этот процесс, выступили длительная фракционная дифференциация габброидов и устойчиво высокий флюидный режим на всех этапах минералообразования. Габбродолеритовый расплав изначально являлся флюидонасыщенным (H_2O, F, Cl). Хлор до 0,5% фиксируется в амфиболах альбититов и габрродолеритов.

Минеральный состав пород Ропручейской интрузии, их возможная связь с этапами кристаллизации и содержания значимых информативных элементов в рудных и акцессорных фазах

Mineral composition of the rocks of the Ropruchey intrusion, their possible relationship with the stages of crystallization and the content of significant informative elements in ore and accessory phases

Породообразующие минералы Rock-forming minerals	Акцессорные минералы Accessory minerals
Габбродолерит Gabbrodolerite	
Магматический этап кристаллизации флюидонасыщенного расплава: пироксен (пижонит, авгит, клиноферросилит), плагиоклаз (№ 52–24: лабрадор → андезин→ олигоклаз), титаномагнетит с TiO_2 4–17%, MnO до 0,4%, V_2O_5 до 2%; с*убсолидусный этап, распад твердых растворов:* ильменит с MnO до 0,9% + магнетит; *Позднемагматический (пегматитовый) этап:* калиевый полевой шпат, кварц (I); *постмагматический метасоматический этап:* Ca-амфиболы (гастингсит → Fe-актинолит → актинолит), биотит; *Гидротермальный этап:* кварц (II), Стильпномелан с Cl до 0,3%	*Магматический этап:* циркон (I), апатит (I); *постмагматический метасоматический этап:* циркон (II) с REE, Ca и Hf; апатит (II) с F 3,7% и Cl 0,3%; *Гидротермальный этап:* пирит, халькопирит
Magmatic stage of fluid-saturated melt crystallization: pyroxene (pigeonite, augite, clinoferrosilite), plagioclase (no. 52–24: labradorite → andesine → oligoclase), titanomagnetite with 4–17% TiO_2, up to 0.4% MnO, and up to 2% V_2O_5; *subsolidus stage, solid-solution unmixing:* ilmenite with up to 0.9% MnO + magnetite; *late-magmatic (pegmatitic) stage:* K-feldspar, quartz (I); *post-magmatic metasomatic stage:* Ca-amphiboles (hastingsite → Fe-actinolite → actinolite), biotite; *hydrothermal stage:* quartz (II), stilpnomelane with up to 0.3% Cl	*Igneous stage:* zircon (I), apatite (I); *postmagmatic metasomatic stage:* zircon (II) with REE, Ca and Hf; apatite (II) with F 3.7% and Cl 0.3%; *Hydrothermal stage:* pyrite, chalcopyrite
Приконтактовая область габбродолеритов с пегматитовой линзой Contact area of gabbrodolerites with a pegmatite lens	
Реликтовый магматический этап: ильменит с MnO 2,3–2,6%; *Ранний метасоматический этап:* Ti-гастингсит → гастингсит → Fe-роговая обманка, титанит с V_2O_5 до 2,1% и кварц (I); *Поздний метасоматический этап:* эпидот, Fe-актинолит, актинолит; *Гидротермальный этап:* кварц (II), хлорит	*Метасоматическо-гидротермальный этап:* кобальтин (с Ni, Fe), апатит (с F 4%), циркон с Ca, пирит, кальцит
Relict magmatic stage: ilmenite with 2.3–2.6% MnO; *Early metasomatic stage:* Ti-hastingsite → hastingsite → Fe-hornblende, titanite with up to 2.1% V_2O_5, and quartz (I); *Late metasomatic stage:* epidote, Fe-actinolite, actinolite; *Hydrothermal stage:* quartz (II), chlorite	*Metasomatic-hydrothermal stage:* cobaltine (with Ni, Fe), apatite (with F 4%), zircon with Ca, pyrite, calcite
Краевая розовая область пегматитовой линзы Marginal pink area of a pegmatite lens	
Реликтовый магматический этап: магнетит, ильменит с MnO 3,5%, титаномагнетит; *Пегматитовый этап:* калиевый полевой шпат, альбит, кварц (I); *Метасоматический этап:* Ti-гастингсит → Fe-актинолит, титанит с V_2O_5 до 2,1%, эпидот; *Гидротермальный этап: к*варц (II), хлорит	*Метасоматическо-гидротермальный этап:* циркон с CaO до 3,4%, CeO_2–2,2%, NdO_2 до 2,6%, апатит с F 4,7%; *Гидротермальный этап:* пирит, Fe-оксиды (обрастания циркона)
Relict magmatic stage: magnetite, ilmenite with 3.5% MnO, titanomagnetite; *Pegmatite stage:* K-feldspar, albite, quartz (I); *Metasomatic stage:* Ti-hastingsite → Fe-actinolite, titanite with up to 2.1% V_2O_5, epidote; *Hydrothermal stage:* quartz (II), chlorite	*Metasomatic-hydrothermal stage:* zircon with up to 3.4% CaO, 2.2% CeO_2, and up to 2.6% NdO_2, apatite with 4.7% F; *Hydrothermal stage:* pyrite, Fe-oxides (coatings on zircon)

Окончание табл.
Table (continued)

Породообразующие минералы Rock-forming minerals	Акцессорные минералы Accessory minerals
Центральная область пегматитовой линзы (альбитит) Central part of the pegmatite lens (albitite)	
Пегматитовый этап: калиевый полевой шпат → альбит → кварц (I); *Метасоматический этап:* эпидот с TiO_2 до 0,5 %; *Гидротермальный этап*: кварц (II), хлорит	*Реликтовый магматический этап:* Реликты ильменита; *Метасоматическо-гидротермальный этап:* циркон с Ca, апатит с F 3–4,5 %, Cl до 0,5 %, титанит, пирит
Pegmatite stage: K-feldspar → albite → quartz (I); *Metasomatic stage:* epidote with up to 0.5 % TiO_2; *Hydrothermal stage:* quartz (II), chlorite	*Relict magmatic stage:* Ilmenite relics; *Metasomatic-hydrothermal stage:* Ca-bearing zircon, apatite with 3–4.5 % F, up to 0.5 % Cl, titanite, pyrite
Миароловые полости в пегматитах Miarolitic cavities in pegmatites	
Реликтовый этап (захвачены из пегматита): Ca-Амфиболы (гастингсит → Fe-роговая обманка → Fe-актинолит → актинолит), алланит; *Ранний гидротермальный этап:* эпидот, кварц (I), калиевый полевой шпат, альбит; *Поздний гидротермальный этап:* кварц (II), хлорит, кальцит	*Гидротермальный этап:* циркон с CaO до 2,8 %, CeO_2 – 2,9 %, NdO_2 до 3 %, апатит (F 2–3,7 %, Cl до 0,4 %), титанит, паризит, пирит
Relict stage (inherited from pegmatite): Ca-amphiboles (hastingsite → Fe-hornblende → Fe-actinolite → actinolite), allanite; *Early hydrothermal stage:* epidote, quartz (I), K-feldspar, albite; *Late hydrothermal stage:* quartz (II), chlorite, calcite	*Hydrothermal stage:* zircon with up to 2.8 % CaO, 2.9 % CeO_2, up to 3 % NdO_2; apatite (2–3.7 % F, up to 0.4 % Cl); titanite, parisite, pyrite
Кварц из миароловой полости Quartz from the miarolitic cavity	
Гидротермальный этап: крупные кристаллы кварца (I); Минеральные включения в кварце, захваченные в процессе роста: авгит, гастингсит, роговая обманка, Fe-актинолит, актинолит, эпидот, альбит, титанит, циркон, апатит	
Hydrothermal stage: large quartz crystals (I); Mineral inclusions in quartz trapped during growth: augite, hastingsite, hornblende, Fe-actinolite, actinolite, epidote, albite, titanite, zircon, apatite	

Примечание. Кварц (I–II) – ранняя (I) и поздняя (II) генерации кварца, отмечаемые в отдельных зонах пегматитовой линзы.
Note. Quartz (I–II) – early (I) and late (II) generations of quartz observed in distinct zones of the pegmatite lens.

Маркером повышенной концентрации флюида выступает апатит, в котором установлено высокое содержание F (до 4,7 %) и Cl (до 0,5 %). Фракционная дифференциация расплава привела к последовательной кристаллизации пироксенов, эволюционировавших от пижонита через авгит к клиноферросилиту и плагиоклаза – от лабрадора до олигоклаза. Этот тренд отражает прогрессивное обогащение остаточного расплава кремнеземом, железом, калием, натрием и летучими компонентами, включая воду, фтор и хлор.

В интервале температур 500–650 °C при фугитивности кислорода – $logfO_2$ от – 21 до –27 произошла кристаллизация первичного титаномагнетита. Последующий субсолидусный распад твердого раствора привел к образованию закономерно ориентированных структур ильменита в титаномагнетите. Октаэдрическая форма исходных кристаллов и высокая упорядоченность продуктов распада свидетельствуют о медленном остывании силла в условиях, близких к равновесным.

По мере кристаллизации основной массы габброидов в кровельной части интрузива происходило накопление остаточного расплава, обогащенного водой, калием, натрием, титаном, фосфором и редкоземельными элементами. Постмагматические преобразования фиксируются развитием биотита и стильпномелана по титаномагнетиту, что отражает высокую активность флюидов на этой стадии кристаллизации.

Эволюция системы привела к внедрению флюидонасыщенного остаточного расплава в ослабленные зоны кровельной части силла, вероятно, вызвав гидравлический разрыв и инъекцию по субгоризонтальным трещинам, что привело к формированию линзы мощностью от 0,5 до 3 м, а также субвертикальных ответвлений меньшей мощности. Поскольку внедрение расплава происходило в еще неостывшие габбродолериты, температурный градиент на контакте был минимален. Это исключило образование аплитовой закалочной оторочки и создало условия для длительного химического

взаимодействия между пегматитовым расплавом и вмещающими породами.

Зональное строение пегматитовой линзы отражает последовательную смену механизмов минералообразования от контакта к центру. В приконтактовой маломощной области, характеризующейся прямолинейной границей, ведущим процессом явился флюидно-метасоматический. Агрессивный водный флюид, отделившийся от основной части пегматитового расплава, инфильтрировался в приконтактовые габбродолериты, вызывая перекристаллизацию первичных магматических минералов. Пироксены и плагиоклаз подверглись гидротермальной перекристаллизации с образованием Ca-амфиболов, эволюционирующих от Ti-гастингсита через гастингсит, Fe-роговую обманку, Fe-актинолит к актинолиту, что отражает последовательное падение температуры от ~650 до ~450 °C и изменение состава флюида в ходе гидротермально-метасоматической переработки вмещающих габбродолеритов, что согласуется с существующими представлениями [Pochon et al., 2023].

Наряду с амфиболизацией широко проявилась альбитизация, выраженная в формировании мелких изометричных вростков альбита в темноцветных минералах, а также трансформация рудной системы – первичномагматический ильменит, обогащенный марганцем, замещался титанитом, обогащенным ванадием, с образованием скелетных кристаллов. По мере остывания приконтактовой зоны до температур 550–300 °C, согласно данным кобальтинового геотермометра [Klemm, 1965], сформировалась сульфоарсенидная ассоциация, представленная минералами ряда кобальтин–герсдорфит, а также пиритом.

Таким образом, приконтактовая зона является не продуктом кристаллизации пегматитового расплава, а метасоматическим фронтом, возникшим в результате активного взаимодействия флюида с вмещающими габбродолеритами.

По мере удаления от контакта влияние метасоматического фронта ослабевало, и ведущим процессом становилась кристаллизация собственно пегматитового расплава. В краевой части линзы образовались калиевый полевой шпат, альбит и кварц (I генерации), формирующие типичные для пегматитов структуры. Микропегматитовые срастания кварца с калиевым полевым шпатом и пертитовые структуры, возникающие при распаде твердого раствора K-Na-полевого шпата, указывают на кристаллизацию в условиях высокого насыщения летучими компонентами, понижавшими вязкость расплава и температуру солидуса. Это обеспечивало длительную диффузию ионов калия и натрия и формирование закономерных срастаний. Амфибол на этой стадии представлен Ti-гастингситом и Fe-актинолитом, образует вытянутые таблитчатые кристаллы в ассоциации с крупноигольчатым эпидотом; происходит сегрегация темноцветных минералов в локальных зонах, что приводит к образованию пятнистой текстуры породы. Ильменит по-прежнему замещается титанитом, а циркон и апатит фиксируются в качестве акцессорных фаз, существенно модифицированных в ходе метасоматическо-гидротермальных преобразований. Циркон характеризуется неясной зональностью и содержит значительные примеси редкоземельных элементов – Ce, Nd и Hf, что указывает на высокую степень дифференциации расплава и накопление несовместимых элементов в остаточных флюидных фазах.

Центральная область пегматитовой линзы демонстрирует полную завершенность флюидно-магматической кристаллизации. Здесь практически полностью отсутствуют темноцветные минералы, а породообразующий парагенезис представлен альбитом, калиевым полевым шпатом и кварцем. Формируются микропегматитовые срастания кварца с полевыми шпатами и мирмекитовые структуры – червеобразные вростки кварца в альбите, образующиеся при замещении первичного плагиоклаза альбитом с одновременной кристаллизацией кварца. В центральной части линзы проявлены процессы эпидотизации, затрагивающие как кварц, так и плагиоклаз; эпидот образует крупные удлиненно-пластинчатые и изометричные кристаллы, а крупные его выделения совместно с кварцем формируют гнездовые скопления. Кристаллизация кварца проходит в несколько этапов: на ранней стадии он входит в состав мирмекитовых и графических срастаний, а поздняя генерация выполняет секущие прожилки и представлена изометричными зернами.

Завершающий этап формирования пегматитовой линзы связан с образованием миароловых полостей, которые выполняются эпидот-кварцевыми агрегатами с подчиненным количеством кальцита и акцессорных минералов. В отличие от центральной и краевой зон линзы, где минералообразование контролировалось кристаллизацией остаточного флюидонасыщенного расплава, миароловые полости формируются уже исключительно из низкотемпературных гидротермальных растворов, о чем свидетельствует присутствие хорошо

ограненных призматических кристаллов кварца с ромбоэдрическими головками и радиально-лучистых агрегатов эпидота, характерных для свободного роста в открытых полостях из водных растворов.

В кристаллах кварца установлены многочисленные минеральные включения, среди них: реликтовый магматический авгит; высокотемпературные амфиболы пегматитовой стадии кристаллизации (гастингсит, роговая обманка); метасоматические минералы Fe-актинолит, альбит, титанит); акцессорные фазы, перекристаллизованные в гидротермальных условиях (циркон, апатит). Все это отражает полистадийность эволюции системы. Идентичность состава включений минеральному парагенезису вмещающих пегматитов и габбродолеритов позволяет интерпретировать их как захваченные флюидом при циркуляции раствора по полостям. Температурный диапазон формирования миароловых полостей, по косвенным оценкам (исходя из стабильности эпидот-кварцевого парагенезиса и отсутствия высокотемпературных минералов), возможно, соответствует интервалу 450–350 °С. Наличие паризита, алланита и F-Cl-апатита маркирует аномально высокую концентрацию летучих компонентов (H_2O, F, Cl, CO_2) и редкоземельных элементов в гидротермальном растворе. Таким образом, миароловые полости представляют собой продукт, завершающий основную фазу эволюции гидротермальной системы.

Важно отметить, что на локальных участках Ропручейского силла (в его кровле) отмечена эпидотизация вмещающих габбродолеритов и последующая их хлоритизация, маркирующие раннюю стадию флюидно-метасоматической переработки системы, предшествовавшей внедрению пегматитового расплава. Пространственная приуроченность этих изменений к трещиноватым зонам вблизи пегматитовой линзы указывает на то, что по данным каналам происходила инфильтрация флюидов, инициировавшая метасоматоз, который впоследствии достиг максимума в приконтактовой зоне с образованием амфибол-эпидотового парагенезиса. Таким образом, эпидотизация и хлоритизация фиксируют прогрессивное падение температуры в системе от 550 до 250 °С на этапе перехода от магматической стадии к гидротермальной.

Существование маломощных (до 0,5 м) лейкократовых прожилков в габбродолеритах, подобных диабаз-аплитам, сложенных альбит-роговообманковым агрегатом и идентичных габбропегматитам, может быть следствием существования продуктов экстракции и инъекций остаточного дифференцированного расплава, обогащенного кремнеземом, натрием, калием и летучими компонентами, на заключительных этапах кристаллизации габброидного расплава. В контексте описываемой модели формирование прожилков предшествует или происходит синхронно с формированием основной пегматитовой линзы и отражает тот же процесс накопления остаточных расплавов.

Субвертикальная и субгоризонтальная ориентировка прожилков указывает на миграцию флюидонасыщенного расплава по системе тектонически ослабленных зон и трещин, что создавало сеть проницаемых каналов для движения флюида и способствовало формированию пегматитовых тел в зонах разуплотнения. При этом альбит-роговообманковый состав прожилков отражает начальную стадию метасоматической переработки, которая впоследствии, с максимальной интенсивностью, проявится в приконтактовых зонах пегматитовых линз (развитие Ca-амфиболов, альбитизация, эпидотизация). Таким образом, лейкократовые прожилки являются структурно-вещественными предшественниками пегматитообразования, фиксирующими переход от магматической дифференциации к флюидно-метасоматическому этапу эволюции системы.

Предложенная модель рассматривает формирование пегматитовых линз Ропручейского силла как закономерное завершение длительной эволюции габброидного расплава, протекавшей на поздней стадии в закрытой системе, с постепенным накоплением летучих и редких элементов в остаточных расплавах и флюидах.

Отмечаемый привнос F, Cl, Ca, V, As, S и РЗЭ, вероятно, связан с контаминационными процессами на инициальной стадии внедрения расплава, когда система функционировала в открытом режиме, что способствовало первичному обогащению ее флюидным компонентом и элементами-примесями из вмещающих пород.

Зональное строение пегматитовых линз отражает последовательную смену физико-химических параметров – от высокотемпературного флюидно-метасоматического воздействия на контакте через флюидно-магматическую кристаллизацию во внутренних зонах к низкотемпературной гидротермальной деятельности, завершившейся образованием миароловых полостей с РЗЭ-F-Cl минерализацией.

Наряду с этим, при формировании отдельных пегматитовых апофизов в Ропручейском

силле не исключается существование реверсивных стадий кристаллизации, проявленных в последовательной смене температурных режимов – от магматической кристаллизации через субсолидусные преобразования к гидротермальным процессам, с возможным возвратом к более высокотемпературным условиям. Это могло происходить при внедрении новых порций магматического расплава в ходе гидроразрыва и последующих инъекций в частично закристаллизованные пегматитовые полости, что коррелирует с современными представлениями о полистадийной природе пегматитообразования [Simmons, Webber, 2008; Огородников и др., 2020]. Возможным маркером процесса могут являться отдельные находки высокотемпературных амфиболовых (гастингситовых) минеральных зон в поздних эпидотовых прожилках.

Все полученные минералогические материалы позволяют рассматривать Ропручейский силл как эталонную природную модель палеопротерозойской флюидно-магматической интрузивной системы, и обращают внимание на особенности ее REE специализации.

Выводы

Пегматитовые линзы, изученные в палеопротерозойском (1,75 млрд лет) Ропручейском силле габбродолеритов в Онежской структуре (Карельский кратон), демонстрируют дифференцированное зональное строение, отражающее длительную эволюцию флюидно-магматической системы. Минералогическое картирование выявило закономерную смену минеральных парагенезов: от приконтактовых метасоматитов через калишпат-альбитовые пегматиты к альбит-кварцевым центральным зонам с мирмекитами и завершающими эпидот-кварцевыми миароловыми полостями. Обнаружение в миароловых полостях минералов паризита и алланита свидетельствует о РЗЭ специализации заключительной гидротермальной стадии развития габбропегматитов.

Авторы благодарят руководство предприятия ООО «Карелкамень» за содействие в проведении полевых исследований на действующем карьере в июне 2024 года, а также сотрудников института геологии О. Б. Лаврова, Ю. Н. Смирнова за помощь в проведении полевых работ, Ю. А. Марковского и А. А. Федорова за содействие в аналитических СЭМ исследованиях, В. И. Иващенко и рецензентов за обсуждение материалов работы и ценные замечания.

Литература

Афанасьев Г. В., Клюев Н. К. Строение, динамика формирования и металлогения Онежского геоблока (Юго-Восток Балтийского щита) // Региональная геология и металлогения. 2006. № 28. С. 31–47.

Бибикова Е. В., Кирнозова Е. И., Лазарев Ю. Н., Макаров В. А., Николаев А. А. U-Pb изотопный возраст вепсия Карелии // Доклады АН СССР. 1990. Т. 310, № 1. С. 212–216.

Гарбар Д. И. Йотний Юго-Западного Прионежья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л., 1970, 18 с.

Геология Карелии / Отв. ред. В. А. Соколов. Л.: Наука, 1987. 231 с.

Гинзбург А. И., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1979. 296 с.

Голдобина Л. П., Михайлюк Е. М. Литогенез иотнийских образований Онежской синеклизы // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 1. М.: Недра, 1966. С. 54–60.

Гродницкий Л. Л., Полин А. К. Пегматиты северной Карелии и их ореолы (классификация, петрографические и геохимические особенности, условия формирования). Петрозаводск: Карелия, 1975. 227 с.

Кайряк А. И. Бесовецкая серия в Онежской структуре. Л.: Недра, 1973. 176 с.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.; Л., 1963. 212 с.

Куликов В. С., Светов С. А., Слабунов А. И., Куликова В. В., Полин А. К., Голубев А. И., Горьковец В. Я., Иващенко В. И., Гоголев М. А. Геологическая карта Юго-Восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: Новые подходы к составлению // Труды Карельского научного центра РАН. 2017. № 2. С. 3–41. doi:10.17076/geo444

Минерально-сырьевая база Республики Карелия Кн. 2: Неметаллические полезные ископаемые. Подземные воды и лечебные грязи / В. П. Михайлов и др. Петрозаводск: Карелия, 2006. 355 с.

Негруца В. З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита Л.: Наука, 1984. 270 с.

Огородников В. Н., Поленов Ю. А., Кисин А. Ю., Савичев А. Н. Гранитные пегматиты и пегматоиды Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2020. 432 с.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.

Рязанцев П. А. Комплексный геофизический профиль через Ропручейский силл габбродолеритов на участке Ржаное – Анашкино // Труды Карельского научного центра РАН. 2012. № 3. С. 165–171.

Светов А. П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.

Таланцев А. С. Камерные пегматиты Урала. М.: Наука, 1988.144 с.

Тимофеев В. М. Петрография Карелии. М.; Л.: АН СССР, 1935. 256 с.

Ферсман А. Е. Пегматиты, их научное и практическое значение. Т. 1: Гранитные пегматиты. Ленинград: Изд-во Академии наук СССР, 1931. 648 с.

Černý Petr. Rare-element granitic pegmatites. Part I: anatomy and internal evolution of pegmatitic deposits. Geoscience Canada. 1991a. Vol. 18, no. 2. P. 49–67.

Černý Petr. Rare-elementgranitic pegmatites. Part II: Regionaltoglobal environments and petrogenesis. Geoscience Canada. 1991b. Vol. 18, no. 2. P. 68–81.

Klemm D. D. Synthesenund Analyseninden Dreiecks diagrammen FeAsS-CoAsS-NiAsS und FeS_2-CoS_2-NiS_2 // Neues Jahrbuchfuor Mineralogie Abhandlungen. 1965. Vol. 103. P. 205–255.

Kuznetsov N. B., Kolodyazhnyi S. Yu., Romanyuk T. V., Strashko A. V., Baluev A. S., Terekhov E. N., Mezhelovskaya S. V., Dubensky A. S., Sheshukov V. S. On the Time and Conditions of Formation of the Shoksha Quartzite-Sandstones of the South Onega Depression Based on the New Data from Isotope Geochronology. Geodynamics & Tectonophysics. 2023. Vol. 14, no. 1. P. 0685. doi: 10.5800/GT-2023-14-1-0685

Lepage L. D. ILMAT: an excel worksheet for ilmenite magnetite geothermometry and geobarometry. Computers and Geosciences. 2003. Vol. 29, no. 5. P. 673–678.

London D. A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites. Lithos. 2014 Vol. 184. P. 74–104.

Lubnina N. V., Pisarevsky S. A., Söderlund U., Nilsson M., Sokolov S. J., Khramov A. N., Iosifidi A. G., Ernst R., Romanovskaya M. A., Pisakin B. N. New Palaeomagnetic and Geochronological Data from the Ropruchey Sill (Karelia, Russia): Implications for Late Palaeoproterozoic Palaeogeography / Eds. S. Mertanen, L. J. Pesonen, P. Sangchan, 2012, Supercontinent Symposium 2012 (September 25–28, 2012). Programme and Abstracts. Geological Survey of Finland, Espoo, Finland. P. 81–82.

Melezhik V. A., Medvedev P. V., Svetov S. A. The Onega basin // Reading the Archive of Earth's Oxygenation. P. 387–490.

Pochon A., Iacono-Marziano G., Gloaguen E., Tuduri J., Erdmann S. High-temperature alteration during cooling of mafic intrusions: Insights from the Saint-Jean-du-Doigt intrusive complex (Armorican Massif, France) // Lithos. 2023. Vol. 436–437, 106977. doi:10.1016/j.lithos.2022.106977

Simmons W. B., Webber K. L. Pegmatite genesis: state of the art // European Journal of Mineralogy. 2008. Vol. 20, no. 4. P. 421–438. doi: 10.1127/0935-1221/2008/0020-1833

Wise M. A., Müller A., Simmons W. B. A proposed new mineralogical classification system for granitic pegmatites // The Canadian Mineralogist. 2022. Vol. 60, no. 2. P. 229–248. doi:10.3749/canmin.1800006

References

Afanas'ev G. V., Klyuev N. K. Structure, formation dynamics, and metallogeny of the Onega geoblock (southeast of the Baltic Shield). *Regional'naya geologiya i metallogeniya = Regional Geology and Metallogeny*. 2006;28:31–47. (In Russ.)

Bibikova E. V., Kirnozova E. I., Lazarev Yu. N., Makarov V. A., Nikolaev A. A. U-Pb isotope age of the Vepsian in Karelia. *Doklady AN SSSR = Proceedings of the Academy of Sciences of the USSR*. 1990;310(1):212–216. (In Russ.)

Černý P. Rare-element granitic pegmatites. Part I: anatomy and internal evolution of pegmatitic deposits. *Geoscience Canada.* 1991a;18(2):49–67.

Černý P. Rare-element granitic pegmatites. Part II: Regional to global environments and petrogenesis. *Geoscience Canada.* 1991b;18(2):68–81.

Fersman A. E. Pegmatites, their scientific and practical significance. Vol. 1: Granite pegmatites. Leningrad: Publishing House of the USSR Academy of Sciences; 1931. 648 p. (In Russ.)

Garbar D. I. Yotniy of the Southwestern Onega region: Summary of PhD (Cand. of Geol.-Min.) thesis. Leningrad; 1970. 18 p. (In Russ.)

Ginzburg A. I., Timofeev I. N., Fel'dman L. G. Fundamentals of the geology of granite pegmatites. Moscow: Nedra; 1979. 296 p. (In Russ.)

Glushanin L. V. Sharov N. V., Shchiptsov V. V. (eds.). Onega Paleoproterozoic structure (geology, tectonics, deep structure, and minerageny). Petrozavodsk: KarRC RAS; 2011. 431 p. (In Russ.)

Goldobina L. P., Mikhailyuk E. M. Lithogenesis of the lotnian formations of the Onega Syneclise. *Problemy osadochnoi geologii dokembriya = Problems of the Precambrian sedimentary geology*. Iss. 1. Moscow: Nedra; 1966. P. 54–60. (In Russ.)

Grodnitskii L. L., Polin A. K. Pegmatites of Northern Karelia and their halos (classification, petrographic and geochemical features, and formation conditions). Petrozavodsk: Karelia; 1975. 227 p. (In Russ.)

Kairyak A. I. Besovetskaya Series in the Onega Structure. Leningrad: Nedra; 1973. 176 p. (In Russ.)

Klemm D. D. Synthesen und Analysen in den Dreiecks diagrammen FeAsS-CoAsS-NiAsS und FeS_2–CoS_2–NiS_2. *Neues Jahrbuch fuor Mineralogie Abhandlungen*. 1965;103:205–255.

Kratz K. O. Geology of the Karelides in Karelia. Moscow-Leningrad, 1963. 212 p. (In Russ.)

Kulikov V. S., Svetov S. A., Slabunov A. I., Kulikova V. V., Polin A. K., Golubev A. I., Gor'kovets V. Ya., Ivashchenko V. I., Gogolev M. A. Geological map of southeastern Fennoscandia at a scale of 1:750,000: new approaches to its compilation. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences.* 2017;2:3–41. (In Russ.). doi: 10.17076/geo444

Kuznetsov N. B., Kolodyazhnyi S. Yu., Romanyuk T. V., Strashko A. V., Baluev A. S., Terekhov E. N., Mezhelovskaya S. V., Dubensky A. S., Sheshukov V. S. On the time and conditions of formation of the Shoksha quartzite-sandstones of the South Onega Depression based on the new data from isotope geochronology. *Geodynamics & Tectonophysics*. 2023;14(1):0685. doi:10.5800/GT-2023-14-1-0685

Lepage L. D. ILMAT: an excel worksheet for ilmenite magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers and Geosciences*. 2003;29(5):673–678.

London D. A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites. *Lithos*. 2014;184:74–104.

Lubnina N. V., Pisarevsky S. A., Söderlund U., Nilsson M., Sokolov S. J., Khramov A. N., Iosifidi A. G., Ernst R., Romanovskaya M. A., Pisakin B. N. New palaeomagnetic

and geochronological data from the Ropruchey Sill (Karelia, Russia): implications for Late Palaeoproterozoic palaeogeography. Eds. S. Mertanen, L. J. Pesonen, P. Sangchan, 2012, Supercontinent Symposium 2012 (Sept. 25–28, 2012). Programme and Abstracts. Geological Survey of Finland, Espoo, Finland, p. 81–82.

Melezhik V. A., Medvedev P. V., Svetov S. A. The Onega basin. In *Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Volume 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project. Series: Frontiers in Earth Sciences*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2013. P. 387–490. doi: 10.1007/978-3-642-29682-6_9

Mikhailov V. P. et al. (eds.). Mineral resource base of the Republic of Karelia. Book 2: Non-metallic minerals. Underground water and therapeutic mud. Petrozavodsk: Karelia; 2006. 355 p. (In Russ.)

Negrutsa V. Z. Early Proterozoic stages of the development of the eastern part of the Baltic Shield. Leningrad: Nauka; 1984. 270 p. (In Russ.)

Ogorodnikov V. N., Polenov Yu. A., Kisin A. Yu., Savichev A. N. Granite pegmatites and pegmatoids of the Urals. Yekaterinburg: Ural Branch of the Russian Academy of Sciences; 2020. 432 p. (In Russ.)

Pochon A., Iacono-Marziano G., Gloaguen E., Tuduri J., Erdmann S. High-temperature alteration during cooling of mafic intrusions: insights from the Saint-Jean-du-Doigt intrusive complex (Armorican Massif, France). *Lithos.* 2023;436–437:106977. doi: 10.1016/ j.lithos. 2022.106977

Ryazantsev P. A. Complex geophysical profile through the Ropruchey sill of gabbro-dolerites in the Rzhanoye – Anashkino area. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences.* 2012;3:165–171. (In Russ.)

Simmons W. B., Webber K. L. Pegmatite genesis: state of the art. *European Journal of Mineralogy*. 2008;20 (4):421–438. doi: 10.1127/0935-1221/2008/0020-1833

Sokolov V. A. (ed.). Geology of Karelia. Leningrad: Nauka; 1987. 231 p. (In Russ.)

Svetov A. P. Platform basaltic volcanism of the karelides of Karelia. Leningrad: Nauka; 1979. 208 p. (In Russ.)

Talantsev A. S. Chamber pegmatites of the Urals. Moscow: Nauka; 1988. 144p. (In Russ.)

Timofeev V. M. Petrography of Karelia. Moscow; Leningrad: USSR Academy of Sciences; 1935. 256 p. (In Russ.)

Wise M. A., Müller A., Simmons W. B. A proposed new mineralogical classification system for granitic pegmatites. *The Canadian Mineralogist.* 2022; 60(2):229–248. doi:10.3749/canmin.1800006

Поступила в редакцию / received: 22.07.2026; принята к публикации / accepted: 07.09.2026.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Светов Сергей Анатольевич

д-р геол.-мин. наук, директор,
главный научный сотрудник
лаборатории литологии и геохимии

e-mail: ssvetov@krc.karelia.ru

Светова Евгения Николаевна

канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник

e-mail: ensvetova@krc.karelia.ru

CONTRIBUTORS:

Svetov, Sergei

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Director, Chief Researcher

Svetova, Evgeniya

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher