

Редкометалльные пегматитовые месторождений Охмыльк и Васин-Мыльк (северо-восточная часть Фенноскандинавского щита): U-Pb изотопно-геохронологические исследования циркона

Кудряшов Н.М.¹, Калинин А.А.¹, Лялина Л.М.¹, Удоратина О.В.², Селиванова Е.А.¹, Галеева Е.В.¹, Зыкова Т.С.¹

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, n.kudryashov@ksc.ru

² Институт геологии Коми НЦ УрО РАН им. Н.П. Юшкина, Сыктывкар

Аннотация. Приведены результаты изотопно-геохронологического изучения циркона из редкометалльных пегматитов месторождений Охмыльк и Васин-Мыльк. До настоящего времени не было достоверных данных о возрасте лепидолит-сподумен-поллуцитовых пегматитов архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья. Предполагаемые оценки указывали на довольно широкий временной диапазон от 2.7 до 1.7 млрд лет. Новые U-Pb изотопно-геохронологические данные по циркону из пегматитовых жил месторождения Охмыльк с возрастом 2607 ± 9 млн лет и 2619 ± 29 млн лет для месторождения Васин-Мыльк отражают время их кристаллизации. Полученные результаты свидетельствуют о неархейском времени образования месторождений на рубеже 2.65–2.60 млрд лет, отражая глобальную эпоху архейского редкометалльного пегматитообразования. Изотопные данные с возрастом ~ 1.9 –1.6 млрд лет указывают на более поздние, вероятно, гидротермально-метасоматические преобразования.

Ключевые слова: редкометалльные (Li, Cs) пегматиты, U-Pb изотопный возраст, SHRIMP-RG, циркон, месторождения Охмыльк и Васин-Мыльк, Фенноскандинавский щит.

The rare metal pegmatite of the Okhmylk and Vasin-Mylk deposits (north-eastern part of the Fennoscandian shield): U-Pb isotope-geochronological studies of zircon

Kudryashov N.M.¹, Kalinin A.A.¹, Lyalina L.M.¹, Udoratina O.V.², Selivanova E.A.¹, Galeeva E.V.¹, Zyкова T.S.¹

¹ Geological Institute KSC RAS, Apatity, n.kudryashov@ksc.ru

² IG FRC Komi SC UB RAS Syktyvkar

Abstract. The results of isotope geochronological study of zircons from rare metal pegmatite deposits Okhmylk and Vasin-Mylk are presented. Up to date no reliable data on the age of pollucite-spodumene-lepidolite pegmatite veins in the Archean greenstone belt Kolmozero-Voron'ya were available, the age estimations varied within a long time interval from 2.7 to 1.7 Ga. New U-Pb (SHRIMP-RG) data for zircons indicate crystallization of pegmatite at 2607 ± 9 Ma in the Okhmyl'k and 2619 ± 29 in the Vasin-Myl'k. This age corresponds to the global Archean stage of rare metal pegmatite formation at 2.65–2.60 Ga. Isotope data for ~ 1.9 –1.6 Ga indicate the age of the late hydrothermal-metasomatic processes in pegmatite veins.

Keywords: rare metal (Li, Cs) pegmatite, U-Pb isotope age, SHRIMP-RG, zircon, Okhmyl'k and Vasin-Myl'k deposits, Fennoscandian Shield.

Введение

Крупные месторождения редкометалльных LCT пегматитов, которые выделяются в северо-восточной части Фенноскандинавского щита, расположены в зеленокаменном поясе Колмозеро-Воронья (рис. 1). Пояс расположен в зоне глубинного разлома на границе трех крупных блоков Мурманского, Кольско-Норвежского, Кейвского и сложен преимущественно метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами мезоархейского возраста (3.1–2.8 млрд лет). Породы осадочно-вулканогенного комплекса прорываются поздними (2.73–2.68 млрд лет) высокомагнезиальными интрузиями дифференцированной серии габбро-гранодиорит-гранитного состава (санукитоиды), а также турмалин-мусковитовыми и микроклиновыми гранитами (2.7–2.5 млрд лет). В пределах пояса известны два крупных поля редкометалльных пегматитов (Li, Cs с попутными Nb, Ta, Be).

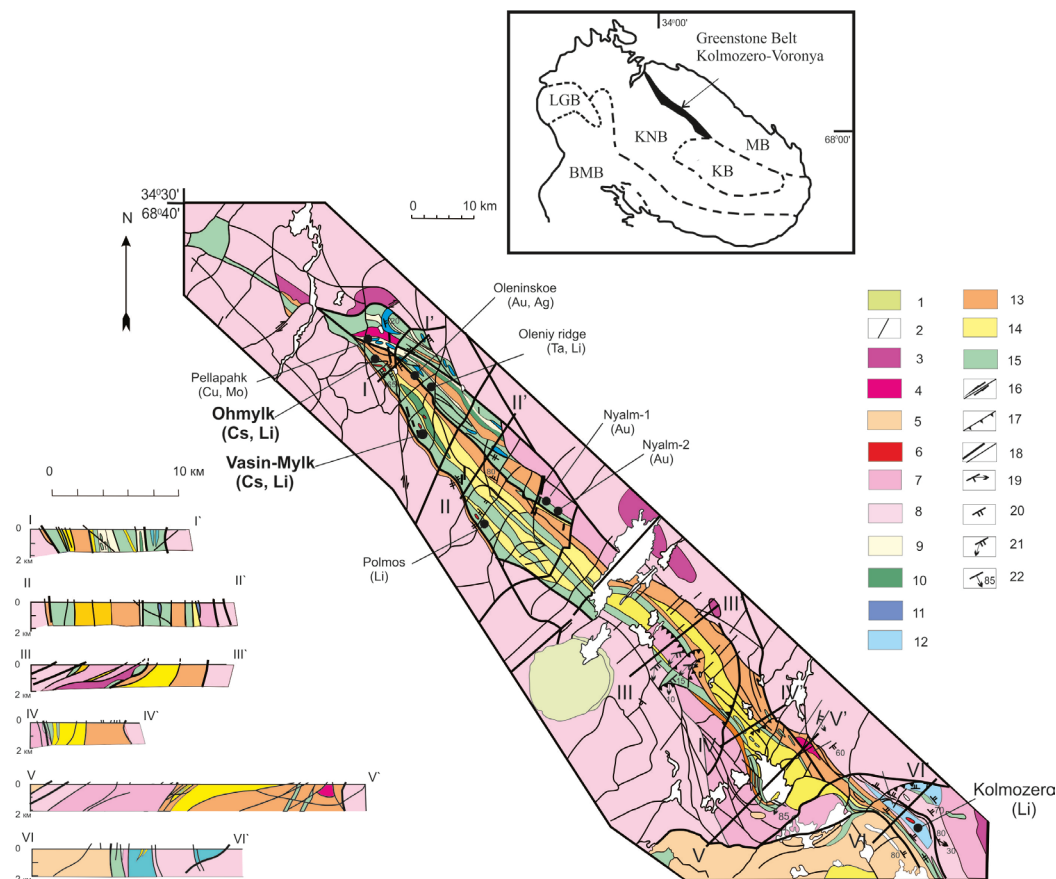


Рис. 1. Схематическая карта зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (Пожиленко и др., 2002).

1 – контозерский осадочно-вулканогенный комплекс. Интрузивный комплекс: 2 – дайки диабазов и пикритовых порфиров, предположительно протерозойского возраста; 3 – микроклиновые лейкограниты; 4 – турмалиновые граниты; 5 – щелочные граниты и метасоматиты по ним; 6 – гранитные пегматиты с редкометалльной минерализацией; 7 – кварцевые монцодиориты и кварцевые диориты; 8 – плагиомикроклиновые граниты и гранит-мigmatиты; 9 – кварцевые порфиры; 10 – метагаббро и габбро-амфиболиты; 11 – метаперидотиты, метапироксениты, актинолититы, тремолититы; 12 – метагаббро-лабрадориты, амфиболиты и хлоритовые сланцы по ним. Вулканогенно-осадочный комплекс: 13 – гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы, гранат-кианит(андалузит)-биотитовые, гранат-кианит-стравролитовые сланцы гнейсо-сланцевого комплекса; 14 – амфибол-биотитовые, биотитовые, мусковит-биотитовые гнейсы и сланцы лептитового комплекса (этим же цветом показаны гнейсы лебяжинской свиты Кейв); 15 – амфиболиты с реликтами ультраосновных (коматиитовых) и основных метавулканитов, шаровые лавы, железистые кварциты амфиболитового комплекса. Структурные элементы: 16 – сдвиги; 17 – надвиги; 18 – тектонические нарушения различной иерархии; 19 – кливаж с линейностью; 20 – метаморфическая полосчатость; 21 – кристаллизационная сланцеватость с линейностью; 22 – слоистость. На вставке показаны схема локализации зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья, Мурманский блок (MB), Кольско-Норвежский блок (KNB), Кейвский блок (KB), Лапландский гранулитовый пояс (LGB), Беломорский мобильный пояс (BMB).

Fig. 1. The sketch map of the Kolmozero-Voronya greenstone belt (Pozhilenko et al., 2002).

1 – Kontozero sedimentary-volcanogenic complex. Intrusive complex: 2 – dikes of diabases and picritic porphyrites, presumably of Proterozoic age; 3 – microcline leucogranites; 4 – tourmaline granites; 5 – alkaline granites and metasomatites after them; 6 – granite pegmatites with rare metal mineralization; 7 – quartz monzodiorites and quartz diorites; 8 – plagiomicrocline granites and granite-migmatites; 9 – quartz porphyries; 10 – metagabbro and gabbro-amphibolites; 11 – metaperidotites, metapyroxenites, actinolites, tremolites; 12 – metagabbro-labradorites, amphibolites and chlorite schists after them. Volcanic-sedimentary complex: 13 – garnet-biotite and biotite gneisses, garnet-kyanite(andalusite)-biotite, garnet-kyanite-strauroilite schists of the gneiss-shale complex; 14 – amphibole-biotite, biotite, muscovite-biotite gneisses and schists of the leptite complex (the same color shows gneisses of the Lebyazhinskaya suite of the Keivy structure); 15 – amphibolites with relics of ultrabasic (komatiite) and basic metavolcanic rocks, globular lavas, ferruginous quartzites of the amphibolite complex. Structural elements: 16 – shifts; 17 – thrusts; 18 – tectonic faults of different hierarchy; 19 – cleavage with linearity; 20 – metamorphic banding; 21 – crystallization schistosity with linearity; 22 – layering. The inset shows the location map of the Kolmozero-Voronya greenstone belt, the Murmansk block (MB), the Kola-Norwegian block (KNB), the Keivy block (KB), the Lapland granulite belt (LGB), and the White Sea mobile belt (BMB).

В северо-западной части располагаются месторождения лития и цезия Охмыльк, Васин-Мыльк, Оленинское и Полмостундра, в юго-восточной части – Колмозерское месторождение сподуменовых пегматитов. Месторождения пегматитов, размещенные в северо-западной части обнажаются среди амфиболитов пояса, Колмозерские пегматиты прорывают интрузивное тело метагабброанортозитов Патчемварекского массива с возрастом 2.93 млрд лет (Кудряшов, Мокрушин, 2011).

В пегматитах зеленокаменного пояса установлено свыше 80 минералов, представляющих классы: силикаты и их аналоги, оксиды и гидроксиды, соли кислородных кислот (фосфаты, карбонаты), сульфиды и их аналоги, галогениды, самородные элементы. К особенностям минералогии рассматриваемых гранитных пегматитов отнесены: 1) полигенеративность минералов, установленная для всех породообразующих минералов – кварц, микроклин, плагиоклазы, мусковит, сподумен, а также многих второстепенных и акцессорных – группы колумбита, гранатов, турмалина, трифилина и др.; 2) наличие поздней стадии рекристаллизации и формирования агрегатов сахаровидного альбита в условиях существенно закрытой системы; 3) гипергенное минералообразование, еще слабо изученное, но, несомненно, представляющее интерес для понимания процессов миграции ряда элементов и ореолов их рассеяния, как поисковых критериев (Соседко, 1961; Гордиенко, 1970; Волошин, Пахомовский, 1988). Среди гипергенных установлены ранее неизвестные для этих пегматитов минералы: берманит, группа артурита, рансьеит, тодорокит.

Изотопно-геохронологические определения возраста жил различных пегматитов и гранитоидов, выделяемых в пределах пояса, по имеющимся данным охватывают довольно широкий временной диапазон от 2.7 до 1.7 млрд лет. В последние годы были получены новые изотопно-геохронологические результаты для гранитоидов, как возможных источников вещества для редкометалльных пегматитов. Возрастные данные для турмалин-мусковитовых гранитов северо-западного поля оцениваются в ~ 2.6–2.5 млрд лет, для юго-восточной части пояса, в районе размещения сподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения, определен возраст турмалин-мусковитовых гранитов 2.8–2.7 млрд лет (Kudryashov et al., 2020). Эти разрозненные данные до настоящего времени не позволяли дать точную оценку возраста каждого из месторождений. В последние годы стало широко использоваться U-Pb-датирование *in situ* циркона с помощью чувствительного ионного микрозонда высокого разрешения (SHRIMP), а также LA ICP MS. Эти методы позволяют установить не только возраст кристаллизации магматогенного циркона, выделенного из пегматитовых жил, но и установить время его последующей перекристаллизации, анализируя каймы на цирконе.

Геологическая характеристика месторождений

Месторождение Охмыльк. Лепидолит-сподуменовые пегматиты месторождения Охмыльк залегают в амфиболитах полмостундровской свиты осадочно-вулканогенных толщ зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья и располагаются на контакте со ставролит-биотитовыми гнейсами и олигоклазовыми гнейсо-гранитами (рис. 2). Пегматитовое поле месторождения занимает площадь около 600 м², прослеживается по простиранию на 1.25 км и характеризуется высокой насыщенностью пегматитовыми жилами. Пегматитовые жилы имеют несколько удлиненную линзообразную форму, приближающуюся к эллипсообразной. Жилы залегают несогласно во вмещающих амфиболитах, обладая северо-западным простиранием и юго-западным падением под пологими углами, в отличие от северо-западного простирания и крутого северо-восточного падения амфиболитов. Хорошо выраженное зональное строение наблюдается как в поперечных сечениях жил, так и по простиранию и осложнено частой перемежаемостью участков различного состава. Сподумен в том или ином количестве встречается во всех центральных зонах, достигая в среднем порядка 10 %. Другой особенностью пегматитов является ориентированное расположение столбчатых кристаллов сподумена и турмалина, растущих перпендикулярно зальбандам по всей мощности жил. На месторождении выделяются три типа пегматитов с взаимными переходами: мусковит-турмалиновый (с черным турмалином); мусковит-сподумен-турмалиновый (с черным турмалином) и лепидолит-кунцит-турмалиновый (с розовым турмалином).

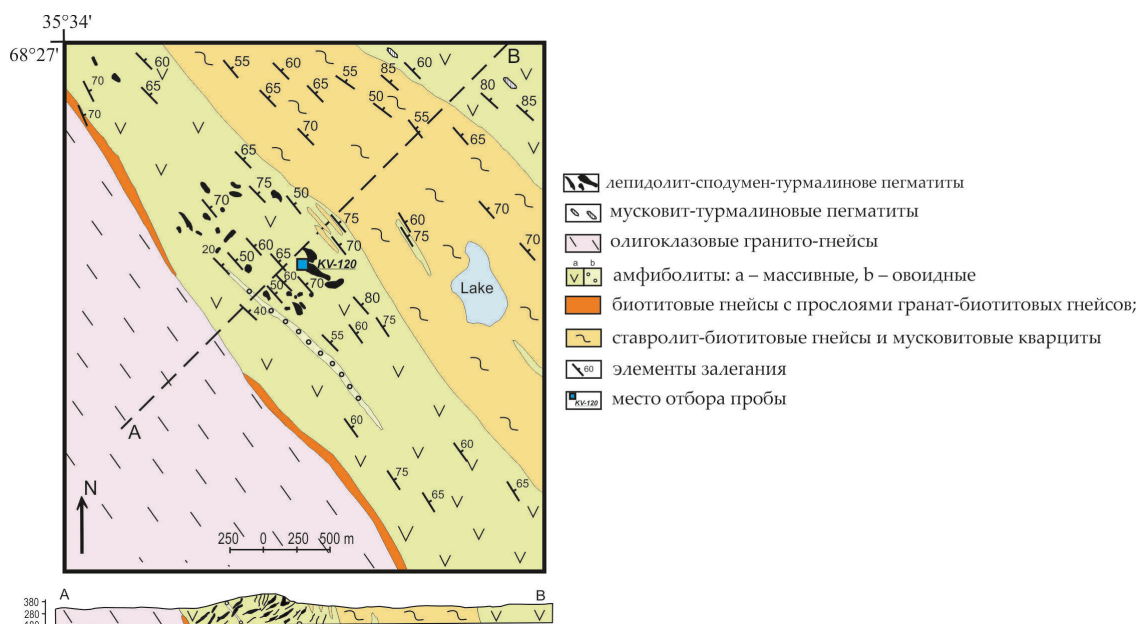


Рис. 2. Геологическая схема месторождения редкометалльных пегматитов Охмыльк (составлена И.В. Гинзбург (1950) с небольшими авторскими изменениями).

Fig. 2. Schematic geological map of the Okhmylk rare-metal pegmatite deposit (I.V. Ginzburg (1950) with minor author's changes).

Месторождение Васин-Мыльк. Месторождение расположено в 12 км к юго-востоку от месторождения Охмыльк и сложено той же толщей амфиболитов. Месторождение выражено субпараллельными пластинчатыми жилами лепидолит-альбит-микроклин-сподумен-поллуцитовых минеральных ассоциаций длиной до 220 и мощностью до 5 м. Падение жил на юго-восток под углами 10–30°. Пегматитовые жилы плохо выходят на поверхность, но прослеживаются в скважинах до глубины 350 м (рис. 3).

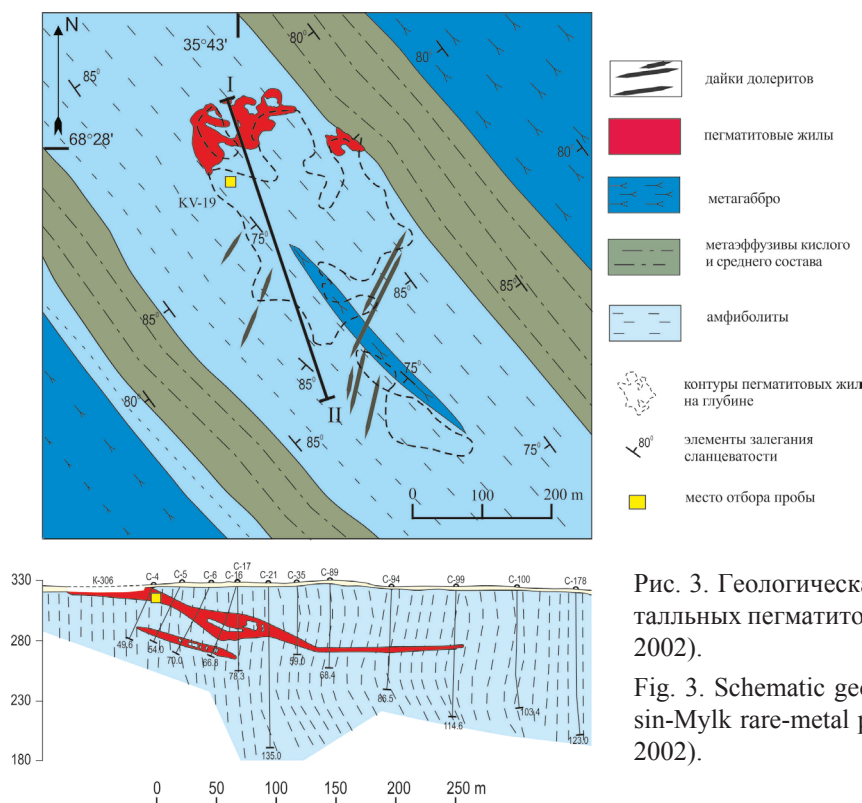


Рис. 3. Геологическая схема месторождения редкометалльных пегматитов Васин-Мыльк (Пожилenko и др., 2002).

Fig. 3. Schematic geological map and section of the Vasin-Mylyk rare-metal pegmatite deposit (Pozhilenko et al., 2002).

В краевых частях жил месторождения отмечаются мелко- и среднезернистые плагиоклазово-кварцевые зоны с шерлом, манганопатитом и мусковитом, развитые как в висячем боку, так и в подошве. Мощность этих зон колеблется от нескольких сантиметров до полуметра. Ближе к центрам жил плагиоклаз-кварц-шерловые зоны переходят в зоны глыбового микроклина переменной мощности. Отчетливая альбит-кварц-сподуменовая зона залегает ближе к центру в виде широкой полосы у подошвы пегматитовой жилы и в виде серии прожилков прорывает глыбовый микроклин. Акцессорные минералы представлены мусковитом, бериллом, апатитом, колумбит-танталитом. В глубине центральную часть жилы занимает альбит-кварцевая зона мощностью 5–6 м с поллучитом и лепидолитом. Другими акцессорными минералами являются берилл, симпсонит, танталит и стибитотанталит, амблигонит, розовый турмалин, мусковит. Среди разнообразных минералов, часто представленных в пегматитовых жилах несколькими генерациями, к наиболее ранним относятся минералы группы колумбита-танталита, микролит, симпсонит, торолит, циркон (Волошин, Пахомовский, 1988). Ранее был проанализирован микролит ранней генерации U-Pb (ID TIMS) методом, возраст которого составил 2454 ± 8 млн лет (Кудряшов и др., 2015). Кроме этого, в штучных образцах одной из скважин обнаружен экстремально высокогафниевый циркон, переходящий в краевых зонах в гафнон, кристаллизовавшийся на самых поздних этапах (Kudryashov et al., 2019).

Изотопно-геохронологическое исследование

Месторождение Охмыльк. Для геохронологического изучения была взята проба из жилы лепидолит-турмалин-сподуменовой состава. Циркон (KV-120), выделенный из пробы, представлен идиоморфными, изометричными и близкими к изометричным дипирамидальными и дипирамидально-призматическими полупрозрачными трещиноватыми кристаллами, реже ксеноморфными зернами серого, серо-коричневого цвета. Размеры не превышают 1 мм и наиболее часто составляют 0.3–0.5 мм. Индивиды циркона развиты преимущественно в ассоциации с альбитом и кварцем, присутствуют срастания циркона с минералами группы колумбита. Внутреннее строение циркона характеризуется центральными участками пятнистой текстуры с включениями урановых оксидов, во внешних частях некоторых кристаллов отчетливо выделяются узкие светлые краевые зоны с признаками поздней перекристаллизации (рис. 4).

Для 4-х проанализированных точек циркона из центральных зон получен дискордантный возраст 2607 ± 9 млн лет, СКВО=0.87 (рис. 5, табл. 1), который отражает время формирования пегматитов месторождения Охмыльк. Аналитические данные для 2-х точек из перекристаллизованных зон по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составили ~ 1.7 – 1.6 млрд лет что указывает, вероятно, на более поздние метасоматически-гидротермальные процессы.

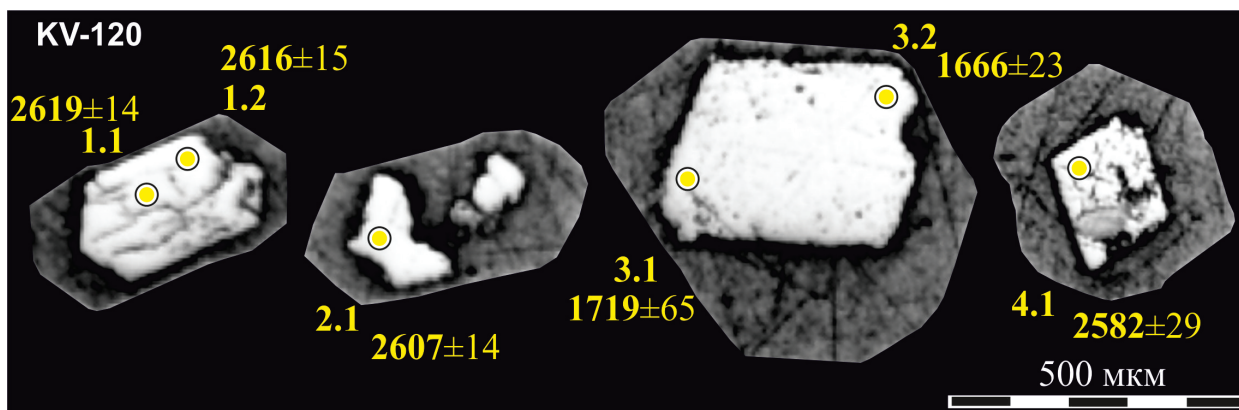


Рис. 4. Изображения кристаллов циркона в отраженном свете с нанесенными на них аналитическими точками, соответствующими таблице 1 и результатами датирования (по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в млн лет). Участки циркона, вскрытые для анализа (светлое).

Fig. 4. Zircon crystals in reflected light with applied analytical points according to Tables 1 and dating results (by $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Ma). Light – areas of zircon exposed for the analysis.

Таблица 1. Результаты U-Pb датирования циркона из месторождений Охмыльк и Васин-Мыльк
Table 1. Results of U-Pb dating of zircons from Okhmylk and Vasin-Mylk deposits

Кристалл	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содеожание, %		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Отношения скорректированные $\pm$ % (1 σ)				RhO	Возраст $\pm$ 1 σ . Ma		D. %
		$^{206}\text{Pb}^*$	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		
		Месторождение Охмыльк										
KV-120-4.1	0.69	2.19	4.12	0.56	0.139 $\pm$ 0.8	9.593 $\pm$ 10.1	0.403 $\pm$ 10.1	0.985	2184 $\pm$ 23	2582 $\pm$ 29	+18	
KV-120-1.1	0.06	1.59	3.15	0.53	0.145 $\pm$ 0.5	13.201 $\pm$ 4.9	0.543 $\pm$ 5.1	0.985	2796 $\pm$ 22	2619 $\pm$ 14	+7	
KV-120-1.2	0.02	1.78	3.69	0.85	0.170 $\pm$ 1.3	15.656 $\pm$ 5.0	0.645 $\pm$ 5.2	0.985	3209 $\pm$ 28	2616 $\pm$ 15	-18	
KV-120-2.1	0.05	1.54	3.01	0.21	0.179 $\pm$ 1.1	11.634 $\pm$ 5.1	0.482 $\pm$ 5.1	0.985	2536 $\pm$ 29	2607 $\pm$ 14	+3	
KV-120-3.2	0.02	0.06	0.17	0.01	0.181 $\pm$ 0.5	4.570 $\pm$ 7.3	0.324 $\pm$ 7.4	0.997	1810 $\pm$ 33	1666 $\pm$ 23	-8	
KV-120-3.1	0.06	0.08	0.19	0.01	0.183 $\pm$ 0.4	6.886 $\pm$ 5.6	0.474 $\pm$ 5.3	0.950	2503 $\pm$ 25	1719 $\pm$ 65	-31	
Месторождение Васин-Мыльк												
KV-19-6.1	0.36	0.03	0.16	0.01	0.0976 $\pm$ 1.9	2.243 $\pm$ 12.5	0.167 $\pm$ 12.4	0.985	994 $\pm$ 57	1578 $\pm$ 35	+40	
KV-19-4.1	0.54	0.06	0.17	0.01	0.1082 $\pm$ 1.1	3.136 $\pm$ 11.3	0.210 $\pm$ 11.2	0.985	1230 $\pm$ 63	1769 $\pm$ 20	+33	
KV-19-2.1	0.31	0.07	0.19	0.02	0.1174 $\pm$ 1.8	3.877 $\pm$ 12.5	0.239 $\pm$ 12.4	0.985	1384 $\pm$ 77	1917 $\pm$ 31	+31	
KV-19-5.1	0.16	0.14	1.09	0.23	0.1634 $\pm$ 0.3	15.708 $\pm$ 11.7	0.697 $\pm$ 11.7	0.985	3409 $\pm$ 153	2492 $\pm$ 6	-48	
KV-19-7.1	0.11	0.11	0.88	0.34	0.1759 $\pm$ 0.4	14.135 $\pm$ 10.7	0.583 $\pm$ 10.7	0.985	2961 $\pm$ 122	2614 $\pm$ 6	-17	
KV-19-3.1	1.57	0.12	1.12	0.51	0.1805 $\pm$ 3.5	12.970 $\pm$ 11.8	0.521 $\pm$ 11.2	0.955	2704 $\pm$ 124	2658 $\pm$ 58	-2	
KV-19-1.1	0.08	0.16	1.34	0.75	0.1831 $\pm$ 0.5	13.934 $\pm$ 11.2	0.552 $\pm$ 11.2	0.985	2833 $\pm$ 128	2681 $\pm$ 9	-7	

Примечание. Ошибка в калибровке стандарта соответствовала 0.29 %. Погрешности даны на уровне 1 σ , $^{206}\text{Pb}_c$ и $^{206}\text{Pb}^*$ указывают содержания обыкновенного и радиогенного свинца, соответственно. Измеренные отношения скорректированы на ^{206}Pb , D – дискордантность; D = 100*[(возраст ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) / возраст ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) – 1], RhO – коэффициент корреляции между ошибками определения отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Значения исправлены на масс-фракционирование, холостое загрязнение и обыкновенный свинец по модели (Stacey, Kratgers, 1975).

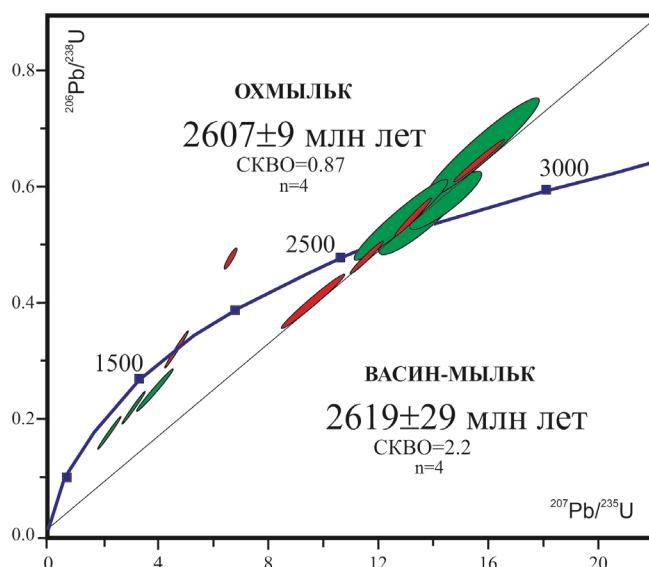


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для циркона из месторождений Охмыльк (красные эллипсы) и Васин-Мыльк (зеленые эллипсы)

Fig. 5 Concordia diagram for the magmatic zircon from the Okhmyl'k (green ellipses), Vasin-Mil'k (red ellipses) deposits.

Месторождение Васин-Мыльк. Выделенный из штучных образцов циркон (KV-19) наблюдался преимущественно в зернистых кварц-полевошпатовых (альбит, КПШ) и крупнопластинчатых альбитовых агрегатах. Кристаллы циркона часто находятся совместно с другими акцессорными минералами - поллуцитом, тантитом, монтебразитом, гидроксилпатитом. Циркон представлен призматическими, короткопризматическими и дипирамидальными кристаллами, реже ксеноморфными зернами. Крупные индивиды, как правило, неоднородные по степени прозрачности и цвету, варьируют в оттенках коричневого и серо-коричневого. Густо окрашенные участки непрозрачны, светлоокрашенные – полупрозрачные. Мелкие (менее 0.5 мм) индивиды более светлоокрашенные в сероватые и коричневатые цвета. Грани кристаллов циркона имеют мелкобугристый (шероховатый, шагреневый) рельеф, вследствие чего блеск минерала понижается до жирного и тусклого. В отдельных кристаллах макроскопически просматриваются точечные включения черного цвета. Рентгеноструктурными исследованиями установлено, что циркон из месторождения Васин-Мыльк кристаллический, но встречаются индивиды с существенно нарушенной кристаллической структурой. Во внутреннем строении циркона отчетливо выделяются внутренние зоны (ядро) и внешние каймы (рис. 6). Внутренние зоны составляют основной объем циркона. Они имеют ксеноморфные до идиоморфных контуры, четкие заливообразные границы с каймами, разбиты единичными, грубыми, разноориентированными трещинами и проявляют внутрифазовую неоднородность. Внешние

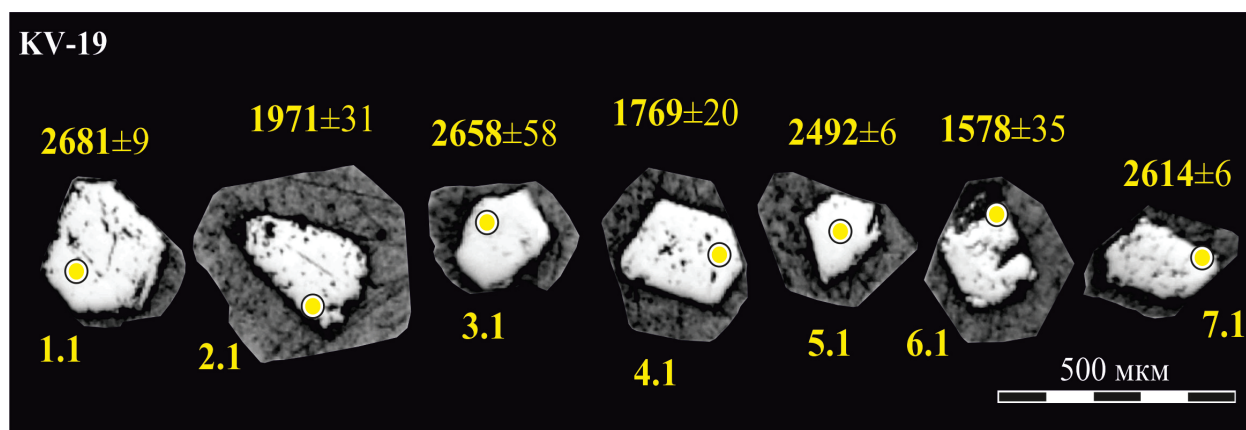


Рис. 6. Изображения кристаллов циркона в отраженном свете с нанесенными на них аналитическими точками, соответствующими таблице 1 и результатами датирования (по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в млн лет). Участки циркона, вскрытые для анализа (светлое).

Fig. 6. Zircon crystals in reflected light with applied analytical points according to Tables 1 and dating results (by $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Ma). Light – areas of zircon exposed for the analysis.

каймы кристаллов имеют небольшую мощность, развиты неравномерно и разбиты радиальной трещиноватостью. Подавляющее число включений сконцентрировано в центральных частях кристаллов. Среди включений диагностированы кальцитантит, уранинит, КППШ, альбит, апатит, кварц, монтебразит.

U-Pb методом были проанализированы несколько кристаллов циркона ранней генерации. Центральные зоны обогащены ураном, РЗЭ и иттрием, $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.01\text{--}0.02$. Краевые участки содержат значительно меньшие концентрации урана, иттрия и РЗЭ, $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.3\text{--}0.8$.

Для 4-х проанализированных точек циркона из центральных зон получен близконкордантный возраст 2619 ± 29 млн лет, СКВО=2.2 (рис. 4, табл. 1), который отражает время формирования пегматитов месторождения Васин-Мыльк. Аналитические данные 3-х точек из краевых зон по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составили 1.9–1.6 млрд лет, что указывает на более поздние события.

Заключение и выводы

Изотопно-геохронологическое исследование циркона из месторождений редкометалльных пегматитов Охмыльк и Васин-Мыльк локальным U-Pb (SHRIMP-RG) методом устанавливает, по меньшей мере, два события связанные с их кристаллизацией. Первое событие определяет непосредственно кристаллизацию циркона на ранней магматической стадии, следующее событие связано с перекристаллизацией циркона во время гидротермально-метасоматической переработки пегматитовых жил. Центральные участки циркона из пегматитовых месторождений обладают признаками кристаллизации из расплава, обогащенного флюидной фазой. Воздействие флюида продолжалось после кристаллизации, неравномерно отразившись в составе циркона, сохраняя при этом его кристалличность. Изотопные данные для внутренних зон циркона, также свидетельствуют о сохранности U-Pb изотопной системы при воздействии флюида, незначительно нарушая его конкордантность. Подобные характеристики отмечены в цирконах из турмалин-мусковитовых гранитов, размещенных в юго-восточной части зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья, вблизи месторождения сподуменовых пегматитов Колмозеро (Kudryashov et al., 2020). Краевые части циркона указывают на глубокую переработку циркона последующим гидротермально-метасоматическим процессом. Этот процесс отчетливо фиксируется в цирконе в виде наблюдаемых перекристаллизованных краевых зон, распределения REE, а также в изотопных $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ отношениях, которые характерны для циркона метасоматического генезиса.

Возраст циркона из LCT-типа пегматитовых месторождений Охмыльк 2607 ± 9 млн лет и Васин-Мыльк 2619 ± 29 млн лет, расположенных в юго-западной части пояса Колмозеро-Воронья отражает неоархейский этап формирования пегматитов. В последствии $\sim 1.8\text{--}1.7$ млрд лет при гидротермально-метасоматическом процессе произошла переработка пегматитовых жил, приведшая к образованию внешних кайм на магматическом цирконе. Последующая дифференциация остаточного гранитного расплава, вероятно, приводила к образованию высокогафниевого циркона, обнаруженного в месторождении Васин-Мыльк, для которого не представлялось возможным получения изотопного возраста, вследствие экстремально малого содержания урана (Kudryashov et al., 2019). Необходимо отметить, что в настоящее время не установлена прямая связь исследованных пегматитовых жил с их «материнскими» гранитами. Исходя из имеющихся геологических и изотопно-геохронологических данных, можно заключить, что редкометалльные пегматиты изученных месторождений могут быть дифференциатами олигоклазовых гранито-гнейсов и/или турмалин-мусковитовых гранитов, пространственно размещенных в пределах пегматитовых месторождений.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 22-27-00589.

Литература

1. Волошин А.В., Пахомовский Я.А. Минералогия тантала и ниобия в редкометалльных пегматитах. Л.: Наука, 1988. 240 с.
2. Гордиенко В.В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л.: Недра, 1970. 240 с.

3. Кудряшов Н.М., Мокрушин А.В. Мезоархейский габбро-анортозитовый магматизм Кольского региона: петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // *Петрология*. 2011. Т. 19. № 2. С. 173–189.
4. Кудряшов Н.М., Лялина Л.М., Апанасевич Е.А. Возраст редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк (Кольский регион): результаты геохронологического U-Pb исследования микролита // *ДАН*. 2015. Т. 461. № 4. С. 437–441.
5. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. 359 с.
6. Соседко А.Ф. Материалы по геологии и геохимии гранитных пегматитов. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 152 с.
7. Kudryashov N.M., Skublov S.G., Galankina O.L., Udoratina O.V., Voloshin A.V. Abnormally high-hafnium zircon from rare-metal pegmatites of the Vasin-Mylk deposit (the northeastern part of the Kola Peninsula) // *Chemie der Erde. Geochemistry*. 2019. V. 80. No. 3. DOI: 10.1016/j.geoch.2018.12.001.
8. Kudryashov N.M., Udoratina O.V., Coble M., Steshenko E.N. Geochronological and Geochemical Study of Zircon from Tourmaline-Muscovite Granites of the Archaean Kolmozero–Voronya Greenstone Belt: Insights into Sources of the Rare-Metal Pegmatites // *Minerals*. 2020. V. 10. No. 9. P.760. DOI: 10.3390/min10090760.
9. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planetary Science Letters*. 1975. V. 26. Iss. 2. P. 207–221. DOI: 10.1016/0012-821X(75)90088-6.