

УДК 550.93+552.93 (470.21)

ВОЗРАСТ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВАСИН-МЫЛЬК (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН): РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО U–Pb-ИССЛЕДОВАНИЯ МИКРОЛИТА

© 2015 г. Н. М. Кудряшов, Л. М. Лялина, Е. А. Апанасевич

Представлено академиком РАН Ф.П. Митрофановым 17.07.2013 г.

Поступило 12.08.2013 г.

DOI: 10.7868/S0869565215100205

Редкометальные пегматиты распространены на всех континентах от раннего докембрия до палеозоя. Основная масса пегматитов принадлежит к архейским и протерозойским породам. Характерная особенность редкометальных пегматитов – их приуроченность к докембрийским зеленокаменным поясам [1]. Важная задача при изучении редкометальных пегматитов – установление их генетической связи с гранитами, если таковая имеется, и определение времени рудной минерализации. Ответы на эти вопросы связаны с изотопно-геохронологическими исследованиями, направленными на установление времени формирования родоначальных для пегматитов гранитов и непосредственно самих пегматитов.

Месторождение расположено в пределах зеленокаменного пояса Колмозеро–Воронья, который приурочен к центральной части сутурной зоны, отделяющей Мурманский домен от Центрально-Кольского и Кейвского доменов. Пояс сложен осадочно-вулканогенными породами с комацит-толеитовой и базальт-андезит-дацитовой сериями неархейского возраста 2.9–2.7 млрд лет. Эти породы прорваны интрузиями базит-гипербазитов, кварцевых порфиров и высокомагнезиальных гранитоидов с возрастом 2.8–2.7 млрд лет. Массивы турмалиновых и микроклиновых гранитов вместе с гранитными и редкометальными пегматитами интрузируют все эти комплексы пояса, завершая его эволюцию.

До настоящего времени не существует общепринятой точки зрения относительно генетической принадлежности пегматитов к определенным гранитам в пределах Кольского региона. Разные авторы предполагают связь пегматитов с плагиогранитами и тоналитами [2], амфиболбиотитовыми гранодиоритами [3], микроклиновыми гранитами [4] и турмалиновыми гранитами

[5]. Возраст пегматитов, выделяемых в пределах пояса, по имеющимся определениям U–Pb-методом по монациту и изохронным Rb–Sr-методом по валовым пробам 2.7–2.6 млрд лет [6]. Полученный позднее изохронный Pb–Pb-возраст турмалина (шерл) из массива турмалиновых гранитов, расположенного вблизи месторождения, 2520 ± 70 млн лет [7].

Пегматитовое поле месторождения Васин-Мыльк с продуктивной ассоциацией лепидолит–альбит–микроклин–сподумен–поллуцит расположено среди амфиболитов в северо-западной части пояса [8]. Незначительные по размеру участки выходов пегматитов на поверхность прослежены на глубину при прохождении шурфов и скважин. Месторождение представлено субпараллельными пологими зональными жилами до 220 м при мощности 5 м и падением 10° – 30° ЮВ (рис. 1).

Среди разнообразных минералов, часто представленных в исследуемых пегматитах несколькими генерациями, к наиболее ранним относятся минералы группы колумбита–танталита, микролит, симпсонит, а также торолит, минералогия и геохимия которых изложены в [4, 9]. Микролит характеризуется внутрифазовой неоднородностью, высокими содержаниями U, Pb, Cs, Sb и др. [9].

Для изотопно-геохронологического U–Pb-исследования (TIMS) использован микролит из пробы пегматитов (KV-19), взятой из отвалов шурфа Ш-9/3. Микролит представлен идиоморфными кристаллами октаэдрического габитуса размером 0.5–1.0 мм в ребре (рис. 2а). Минерал буровато-коричневый, полупрозрачный. При исследованиях внутреннего строения выявлена внутрифазовая неоднородность микролита: темные участки неправильной формы образованы при посткристаллизационных процессах изменения минерала, вероятно, при его метамиктизации. Этот вывод подтверждается повышенной трещиноватостью, характер которой (разная мощность и разно-

Геологический институт Кольского научного центра
Российской Академии наук, Апатиты Мурманской обл.
E-mail: nik@geoksc.apatity.ru

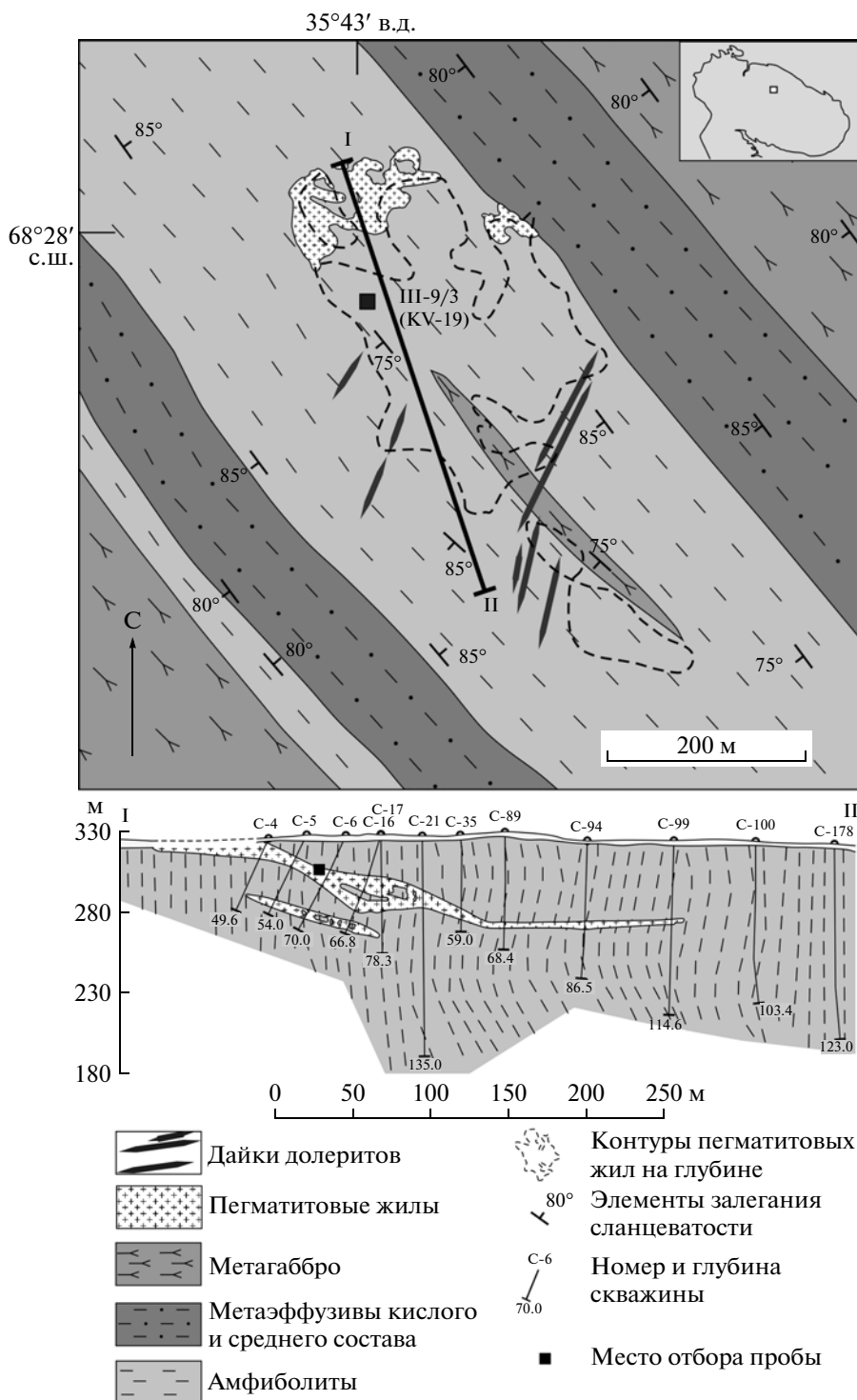


Рис. 1. Схематическая геологическая карта и разрез редкометального пегматитового месторождения Васин-Мыльк [8]. Врезка – местоположение участка.

ориентированность) указывает на изменение объема вещества (рис. 26).

Исследования химического состава микролита выполнены на микроанализаторе Cameca MS-46. Условия анализов: ускоряющее напряжение 22 кВ (31 кВ для Pb, U), ток электронного зонда 20–

40 нА. В качестве эталонов были использованы минералы и синтетические соединения: волластонит (Ca), лоренценит (Na), металлы (Nb, Ta, U), галенит (Pb), $\text{LiDy}(\text{WO}_4)_2$ (W).

Для микрозондовых анализов микролита выбраны наименее измененные участки кристаллов –

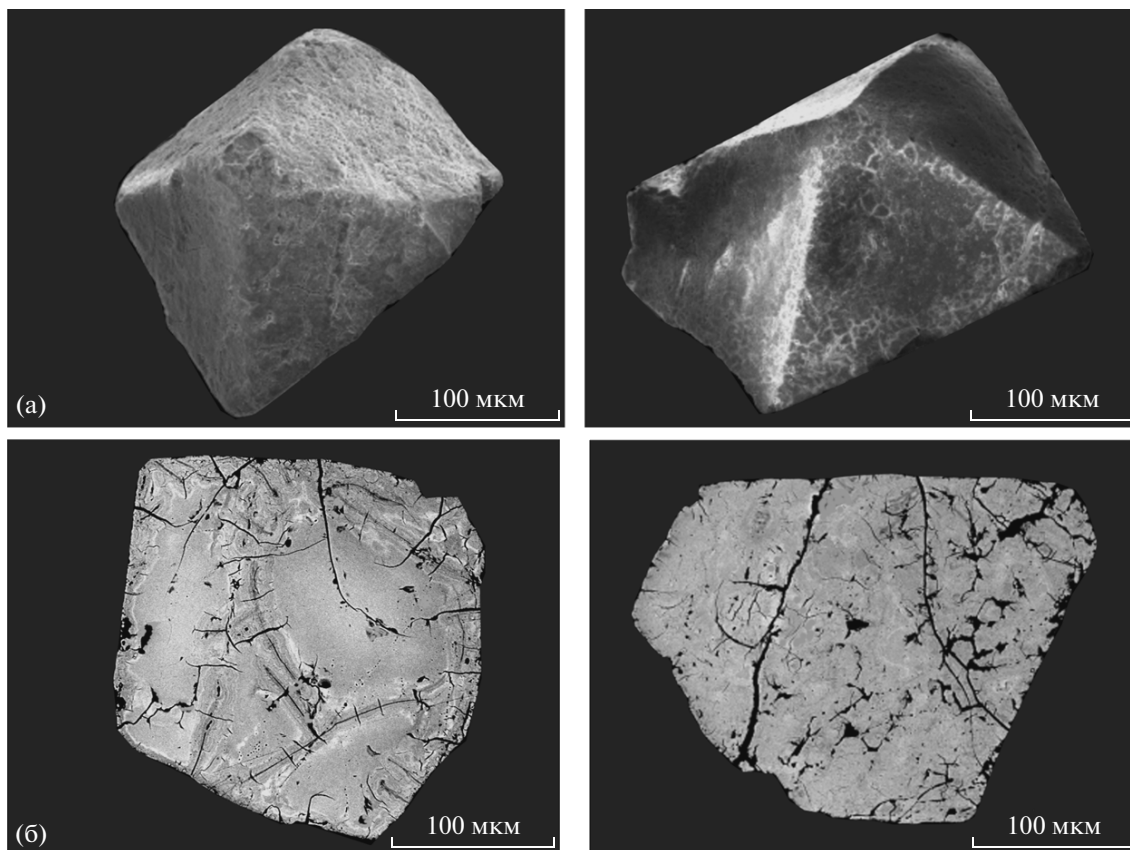
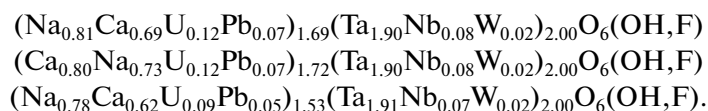


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов микролита из редкометальных пегматитов месторождения Васин-Мыльк. а – в режиме вторичных электронов; б – в режиме отраженных электронов (РЭМ LEO 1450).

светлые, однородные, без трещин. Кристаллохимические формулы рассчитали, исходя из полного заполнения позиции В = 2 в теоретической формуле

минералов группы пироклора $A_{2-m}B_2X_{6-w}Y_{1-n}$, где $A = Na, Ca, U, Pb...$; $B = Ta, Nb, W, Ti...$, $X = O$; $Y = OH, F...$ [10]:



Разложение микролита и химическое выделение Pb, U проведено по [11]. Уровень холостого опыта за период исследования не превышал 80 пг для Pb и 40 пг для U. Определения изотопного состава Pb, U выполнены на масс-спектрометрах МИ1201-Т и Finnigan MAT 262 в статическом режиме или с помощью электронного умножителя. Все изотопные отношения исправлены на масс-дискриминацию, аналитические погрешности в U/Pb составляли 0.5%. Обработку экспериментальных данных проводили по программам "PBDAT", "ISOPLOT". При расчете использовали принятые значения констант распада U [13].

Для геохронологических U–Pb-исследований навески составляли примерно 5–10 полупрозрачных и наименее трещиноватых зерен размером 100–300 мкм. Внешние поверхностные загрязне-

ния кристаллов были предварительно удалены при помощи ультразвуковой ванны УЗВ-7, в которую помещали кристаллы микролита в растворе 7N HNO₃. Дискордия, построенная для семи измеренных навесок микролита, имеет верхнее пересечение с конкордией 2454 ± 8 млн лет, СКВО 2.5, нижнее пересечение 89 ± 69 млн лет отвечает современным потерям Pb. Степень дискордантности аналитических данных для двух навесок зерен микролита размером менее 100 мкм (KV-19/6, KV-19/7) составила менее 5% (табл. 1; рис. 3.) Таким образом, полученное значение возраста отвечает времени кристаллизации микролита и, вероятно, связанного с ним тантал-ниобиевого оруденения.

Таблица 1. Результаты изотопных U–Pb-исследований микролита из редкометальных пегматитов месторождения Васин-Мыльк

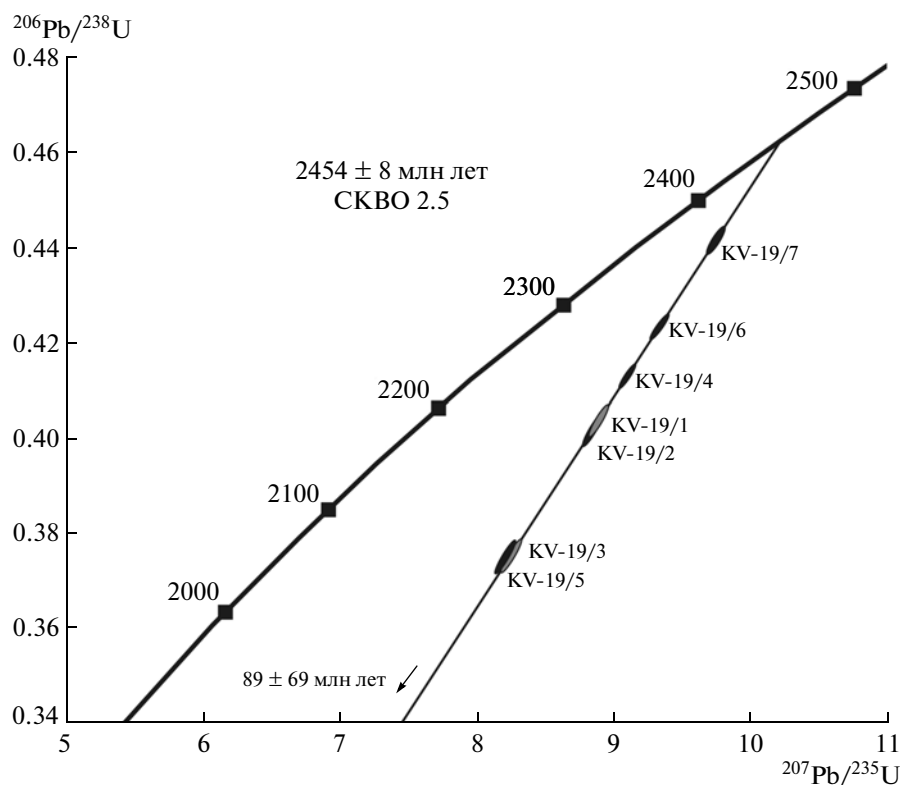
№ обр./ № фракции	Размер фракции, мкм навеска, мг	Содержание, %		Изотопные отношения		
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$
KV-19/1	+250; 1.0	0.78	1.85	1203	0.1696 ± 1	0.04191 ± 2
KV-19/2	–250 + 150; 0.9	1.58	3.73	1017	0.1715 ± 1	0.03879 ± 4
KV-19/3	+250; 0.8	1.75	4.44	1200	0.1696 ± 2	0.03361 ± 3
KV-19/4	–200 + 150; 0.8	1.78	4.12	1195	0.1696 ± 1	0.02946 ± 2
KV-19/5	250 + 150; 0.5	1.56	3.99	1288	0.1687 ± 1	0.03049 ± 2
KV-19/6	–100; 0.7	1.60	3.59	1098	0.1711 ± 2	0.03358 ± 3
KV-19/7	–100; 0.6	2.19	4.79	1768	0.1668 ± 1	0.02626 ± 5

№ обр./ № фракции	Изотопные отношения		<i>Rho</i>	Возраст, млн лет		
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
KV-19/1	0.4040 ± 12	8.874 ± 27	0.95	2187 ± 7	2325 ± 7	2448 ± 2
KV-19/2	0.4024 ± 16	8.834 ± 35	0.97	2180 ± 9	2321 ± 9	2448 ± 2
KV-19/3	0.3754 ± 18	8.245 ± 41	0.97	2055 ± 10	2258 ± 11	2448 ± 2
KV-19/4	0.4138 ± 12	9.085 ± 27	0.97	2232 ± 7	2347 ± 7	2448 ± 1
KV-19/5	0.3753 ± 11	8.229 ± 25	0.96	2054 ± 6	2257 ± 7	2445 ± 1
KV-19/6	0.4240 ± 13	9.338 ± 37	0.94	2279 ± 7	2372 ± 9	2453 ± 2
KV-19/7	0.4417 ± 9	9.731 ± 19	0.86	2358 ± 5	2410 ± 5	2453 ± 2

Примечание. * Значения исправлены на масс-фракционирование, холостое загрязнение и обыкновенный Pb по [12]; все погрешности приведены на уровне 2σ и соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

Исходя из полученного U–Pb-возраста микролита, наиболее вероятными материнскими гранитами для редкометальных пегматитов месторождения Васин-Мыльк могли служить турмали-

новые граниты с возрастом 2520 ± 70 млн лет [7]. Возрастные характеристики, полученные для большинства других известных в пределах региона плагиогранитов, микроклиновых гранитов,

**Рис. 3.** Диаграмма с конкордией для микролита из редкометальных пегматитов месторождения Васин-Мыльк.

амфибол-биотитовых гранодиоритов, отвечают более раннему времени 2.7–2.6 млрд лет [6, 7]. Несмотря на возрастную близость исследуемых пегматитов и турмалиновых гранитов, для более корректного отнесения последних к материнским породам необходимы дополнительные минералогические и геохимические исследования, поскольку достаточно часто разрыв во времени между гранитами и пространственно ассоциирующими с ними пегматитами может быть около десятков и более миллионов лет [14]. В наибольшей степени это характерно для полей с редкометальной специализацией, в меньшей степени — с редкометально-редкоземельной. Для подобных образований, имеющих значительный разрыв во времени, предлагается выделять самостоятельный пегматитовый этап в истории магматизма пегматитоносных структур [14].

Авторы благодарят А.В. Волошина, Т.Б. Баянову за критические замечания при проведении данного исследования, Я.А. Пахомовского — за определения состава микролита, Е.А. Селиванову — за проведение рентгеноструктурного анализа.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы № 4 ОНЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Редкометалльные пегматиты. Гранитные пегматиты. Т. 2 / Под ред. Б.М. Шмакина. Новосибирск: Наука, 1997. 286 с.
2. Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1979. 296 с.
3. Маслеников В.А. Стратиграфия свит Полмос и Порос // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1963. В. 15. С. 69–72.
4. Соседко А.Ф. Материалы по геологии и геохимии гранитных пегматитов. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 152 с.
5. Гордиенко В.В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л.: Недра, 1970. 240 с.
6. Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 136 с.
7. Кудряшов Н.М., Гавриленко Б.В., Апанасевич Е.А. В сб.: Геология и полезные ископаемые Северо-Запада и Центра России. Материалы X Молодеж. конф. К. Кратца. Апатиты, 1999. С. 66–70.
8. 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.
9. Волошин А.В., Пахомовский Я.А. Минералогия тантала и ниобия в редкометальных пегматитах. Л.: Наука, 1988. 240 с.
10. Atencio D., Andrade M.B., Christy A.G., et al. // The Canad. Mineral. 2010. V. 48. P. 673–698.
11. Krogh T.E. // Geochim. et cosmohim. acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
12. Stacey J.S., Kramers J.D. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
13. Steiger R.H., Jäger E. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. № 3. P. 359–362.
14. Zagorsky V.Ye. // Estudos Geol. 2009. V. 19. № 2. P. 365–369.