

Нарушение Sm-Nd системы редкометалльных пегматитов Шонгуйского месторождения (Кольский полуостров): свидетельства и анализ причин

Серов П.А. ¹, Морозова Л.Н. ^{1, 2}

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, p.serov@ksc.ru

² Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского, Москва

Аннотация. Проведены Sm-Nd изотопно-геохронологические исследования рудных (с Be-минерализацией) и безрудных разновидностей редкометалльных пегматитов Шонгуйского месторождения. Величины $\epsilon\text{Nd}(T)$ для пегматитов варьируют в широких пределах, от +1.1 до +13.2, причем наиболее радиогенные значения характеризуют редкометалльные пегматиты с Be-минерализацией. По образцам пегматитов с Be-минерализацией получена Sm-Nd изохрона, соответствующая возрасту 1742 ± 36 млн лет, который близок к ранее полученным определениям Rb-Sr, K-Ca и K-Ar методами для пегматитов пояса Колмозеро-Воронья. На диаграмме в координатах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 1/\text{Nd}$ фигуративные точки редкометалльных пегматитов образуют обратную зависимость с сильной корреляционной связью ($r = -0.93$), что может свидетельствовать о нарушении изотопного равновесия и миграции Nd. Проведен анализ возможных причин искажения Sm-Nd изотопной системы редкометалльных пегматитов Шонгуйского месторождения, в том числе сценарии смешения, флюидного и метаморфического воздействия. Реализация гипотезы смешения требует наличия конечного члена смеси с еще более радиогенным изотопным составом Nd, чем редкометалльные пегматиты с $\epsilon\text{Nd}(T) = +9.7$, что представляется маловероятным. Высокорadiогенные метки пегматитов с Be-минерализацией возникли благодаря фракционированию РЗЭ и неравномерному перераспределению неодима, при котором изменялись Sm/Nd отношения.

Ключевые слова: Шонгуйское месторождение, редкометалльные пегматиты, LCT-тип, берилл, Sm-Nd-возраст, РЗЭ.

Disturbance of the Sm-Nd system of rare-metal pegmatites of the Shongui deposit (Kola Peninsula): evidences and cause analysis

Serov P.A. ¹, Morozova L.N. ^{1, 2}

¹ Geological Institute of the Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences, Apatity, p.serov@ksc.ru

² All-Russian Scientific-Research Institute of Mineral Resources named after N.M. Fedorovsky, Moscow

Abstract. Sm-Nd isotopic-geochronological studies of ore (with Be-mineralization) and barren varieties of rare-metal pegmatites of Shongui deposit were carried out. The values of $\epsilon\text{Nd}(T)$ for pegmatites vary in a wide range, from +1.1 to +13.2, with the most radiogenic values characterize rare-metal pegmatites with Be-mineralization. The samples of pegmatites with Be-mineralization obtained a Sm-Nd isochron corresponding to the age of 1742 ± 36 Ma, which is close to the previously obtained determinations by Rb-Sr, K-Ca and K-Ar methods for the pegmatites of the Kolmozero-Voronya belt. On the diagram in coordinates $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 1/\text{Nd}$ figurative points of rare-metal pegmatites form an inverse relationship with a strong correlation ($r = -0.93$), which may indicate a violation of isotopic equilibrium and Nd migration. Analysis of possible causes of distortion of the Sm-Nd isotopic system of rare-metal pegmatites of the Shongui deposit, including scenarios of mixing, fluid and metamorphic effects. The realization of the mixing hypothesis requires the presence of a final member of the mixture with an even more radiogenic Nd isotopic composition than the rare-metal pegmatites with $\epsilon\text{Nd}(T) = +9.7$, which seems unlikely. Highly radiogenic tags of pegmatites with Be-mineralization arose due to the fractionation of REE and uneven redistribution of neodymium, in which Sm/Nd ratios changed.

Keywords: Shongui deposit, rare-metal pegmatites, LCT-type, beryl, Sm-Nd age, REE.

Введение

Шонгуйское пегматитовое поле, и, в частности, Шонгуйское берилловое месторождение, являются частью Кольского редкометалльного пегматитового пояса (КРПП), который характеризу-

ется редкометалльной – Be, Nb, Ta Cs, Li, специализацией (Морозова и др., 2020). Повышенный интерес к этим стратегически важным элементам со стороны государства, научного сообщества и крупных промышленных компаний, определяет необходимость и актуальность постановки широкого спектра научно-исследовательских работ, призванных к расширению наших знаний о фундаментальных основах формирования крупных месторождений редкометалльного сырья и обоснования прогнозно-поисковых критериев развития минерально-сырьевой базы. В связи с этим, изотопно-геохронологические и изотопно-геохимические исследования редкометалльных пегматитов занимают важное место в изучении пегматитовых систем, позволяя вплотную подойти к обоснованию условий и этапов (рубежей) формирования и преобразования вещества, а также установлению источников рудных компонентов.

Однако, аналитические методы, позволяющие датировать геологические события с высокой точностью, не всегда применимы для пегматитовых систем. Это создает проблемы для изучения минералов-геохронометров и, как следствие, определения возраста редкометалльного оруденения. Эти трудности вызваны нарушением Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar изотопных систем, так как формирование редкометалльных пегматитов, согласно Ф.Е. Ферсману, происходит в течении пяти взаимосвязанных этапов, включая магматический, эпимагматический, пневматолитовый, гидротермальный и гипергенный (Ферсман, 1952). Циркон в пегматитовых системах также зачастую является метамиктным вследствие высокого содержания U и Th, а гидротермальные процессы могут приводить к растворению и перекристаллизации циркона и нарушению U-Pb системы в минерале. По этим причинам установление корректного U-Pb возраста редкометалльного оруденения не всегда выполнимо.

Имеющиеся на данный момент геохронологические данные о возрасте пегматитов КРПП охватывают интервал от 2.7 до 1.6 млрд лет, от магматической стадии к рубежам метаморфических событий, позднего метасоматоза и проявления гидротермальных процессов (Кудряшов и др., 2022; Пушкарев и др., 1978), однако единый консенсус о возрасте формирования пегматитов до сих пор не достигнут. Для пегматитов Шонгуйского месторождения известно лишь одно геохронологическое определение K-Ar методом по слюдам, которое дало оценку возраста в 2.35–2.10 млн лет (Полканов, Герлинг, 1961), поэтому было предпринято их Sm-Nd изотопно-геохронологическое исследование. Выбор Sm-Nd метода определялся попыткой использовать “непопулярную” для пегматитов изотопную систему с целью получения новых изотопно-геохимических данных, а также новых результатов о поведении РЗЭ в шонгуйских пегматитах. Анализ полученных результатов и их обсуждение проводилось в свете современных представлений о нарушении изотопных систем и элементном фракционировании РЗЭ в гранит-пегматитовых системах.

Геология

Шонгуйское пегматитовое поле включает около 300 пегматитовых даек на площади 40 км². Пегматитовые дайки залегают в амфиболитах, амфибол-биотитовых и биотитовых гнейсах Кольской провинции. В семнадцати пегматитовых дайках найдены бериллы, три дайки представляют экономический интерес и составляют Шонгуйское месторождение (рис. 1). Секущих взаимоотношений между дайками с Be-минерализацией и безрудными пегматитами не установлено.

Пегматитовые дайки Шонгуйского месторождения имеют длину от 400 до 1000 м и мощность 60–80 м и достигают глубины 180 м. Пегматитовые дайки содержат кварц (30–35 %), плагиоклаз (30–35 %) и микроклин (20–25 %).

Берилл является акцессорным минералом и основным источником бериллия в шонгуйских пегматитах. Бериллиевая минерализация отмечается в центральных частях даек в кварц-микроклиновом и кварц-микроклин-альбитовом агрегате блоковой структуры, кварц-клевеландитовом агрегате средне- крупнозернистой структуры и мусковит-кварцевом и альбит-мусковит-кварцевом агрегате средне- крупнозернистой структуры. Оруденение представлено единичными кристаллами и гнездами размером от 0.5 до 3 м.

Полевые наблюдения и данные других авторов (Антонюк, 1962, 1968) определяют внутреннее строение даек редкометалльных пегматитов как простое. Аплитовые, кварц-альбитовые и кварц-микроклин-альбитовые агрегаты развиты по краям пегматитовых даек на контакте с вмещающими

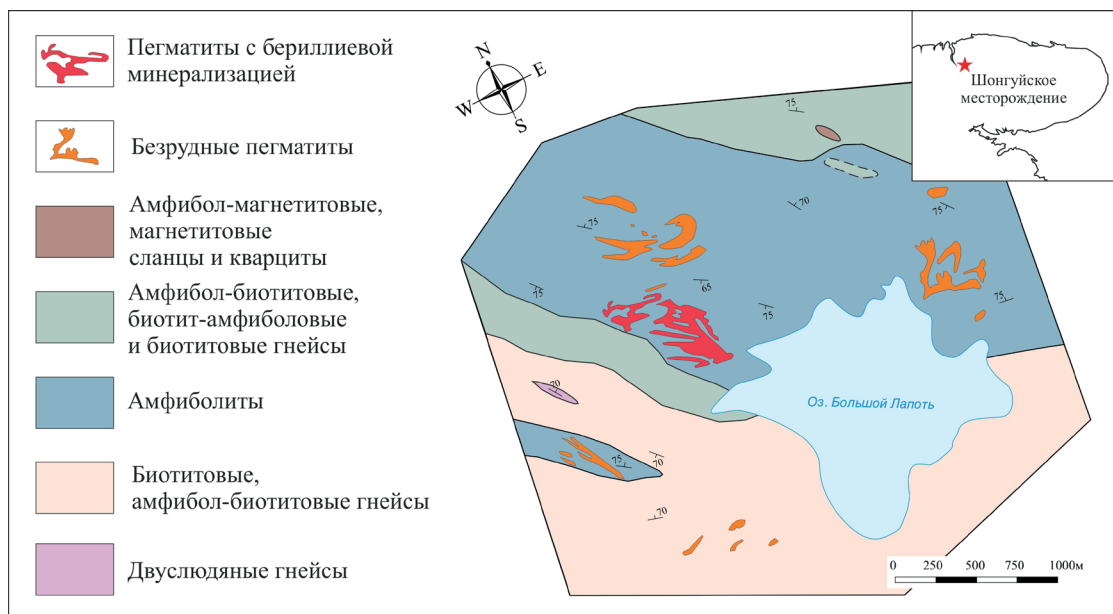


Рис. 1. Схема геологического строения района Шонгуйского Ве-месторождения.

Fig. 1. Schematic of the geological structure of the Shongui Be deposit area.

амфиболитами. Мощность аплитовой оторочки составляет 0.15 м, а кварц-микроклин-альбитового агрегата около 5 м. Отмечаются участки, сложенные калиевым полевым шпатом размером 20–30 см в поперечнике с графической структурой, обусловленной закономерным прорастанием кварца в калиевом полевым шпате. Берилл в этих агрегатах отсутствует.

Центральные части даек сложены различными типами пегматитов, различающимися по минеральному составу и структурным особенностям. Основной объем пегматитовых даек (75–80%) сложен кварц-микроклиновым и кварц-микроклин-альбитовым пегматитом блоковой структуры. Зернистый кварц светло-серого и темно-серого цвета. Мегакристаллы калиевого полевого шпата белого и розовато-красного цвета имеют размеры до 1.5 м в поперечнике. Акцессорные минералы – берилл, апатит, турмалин, гранат.

В кварц-микроклиновом пегматите блоковой структуры отмечаются участки неправильной формы, сложенные микроклин-кварц-клевеландитовым пегматитом средне- крупнозернистой структуры. Зернистый кварц светло-серого и темно-серого цвета. Плагиоклаз представлен таблитчатым альбитом и пластинчатым клееландитом. Клевеландит белого, серого или голубоватого цвета имеет размеры от 1 до 8–10 см в длину. Акцессорные минералы – берилл, апатит, турмалин, гранат, турмалин.

Мусковит-кварцевый и альбит-мусковит-кварцевый пегматит средне- крупнозернистой структуры слагает участки линзовидной формы размером до 80×20×5 м в кварц-микроклиновом пегматите блоковой структуры. Зернистый кварц темно-серого и черного цвета. Пластинчатый мусковит зеленовато-желтого цвета образует гнездовые скопления размером до 10×15 см в поперечнике. Мелкочешуйчатый мусковит золотистого цвета равномерно распределен в породе. Прожилки мусковит-кварцевого и альбит-мусковит-кварцевого пегматита пересекают мегакристаллы калиевого полевого шпата и участки, сложенные кварц-клевеландитовым пегматитом. Акцессорные минералы – берилл, апатит, турмалин, гранат, турмалин.

Сахаровидный альбит замещает все вышеперечисленные минералы. В зоне контакта с редкометалльными пегматитами вмещающие амфиболиты содержат кварц, альбит, биотит, турмалин и эпидот.

Аналитические методы

Sm-Nd метод. Измерения изотопного состава неодима и концентраций Sm и Nd проводились в Центре Коллективного Пользования ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 в статическом двухленточном режиме с использованием ренийевых

и танталовых лент. Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$. Ошибки определения отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составили 0.3 %, изотопного состава Nd в индивидуальном анализе – 0.003 %, и до 0.015 % для образцов с низкими концентрациями неодима и самария. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd – 0.3 нг, по Sm – 0.06 нг. Точность определения концентраций неодима и самария ± 0.5 %. Более детальное описание методик химической пробоподготовки и масс-спектрометрического анализа приведено в работе (Serov, Bayanova, 2021).

ICP-MS анализ. Химический состав микроэлементов в шонгуйских пегматитах определяли с помощью масс-спектрометрии с индуктивно-связной плазмой (ICP-MS) с использованием прибора NexION 300S (PerkinElmer) в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург, Россия). Микроэлементный ICP-MS анализ проводился в блоке чистых помещений класса 6 и 7. На всех стадиях анализа использовалась ультрачистая деионизованная вода, очищенная в установке AriumPro (Sartorius) ($18.2 \text{ МОм} \cdot \text{см}^{-1}$). Все используемые кислоты (HNO_3 , HCl , HF) дополнительно очищались методом дистилляции при температуре, не доходящей до точки кипения (sub-boiling distillation). Операционные условия масс-спектрометра NexION 300S при мультиэлементном анализе проб: мощность радиочастотного генератора – 1300 Вт, материал конусов интерфейса – платина. Все измерения проводятся в режиме количественного анализа с построением градуировочных кривых. Для построения градуировочных зависимостей используются сертифицированные в соответствии ISO 9001 мультиэлементные стандартные растворы (PerkinElmer Instruments). Для контроля правильности и точности определения микроэлементного состава использованы сертифицированные образцы базальта BCR-2 и андезита AGV-2 (USGS). Полученные концентрации редкоземельных элементов удовлетворительно согласуются с аттестованными величинами с допустимым отклонением в пределах 15 %.

Результаты и дискуссия

Спектры распределения редкоземельных элементов, нормализованные по CI (Boynnton, 1984), для шонгуйских пегматитов имеют отрицательный наклон $(\text{La}/\text{Lu})_n = 2.60\text{--}33.47$ (рис. 2), что указывает на обеднение пород тяжелыми редкоземельными элементами ($\text{HREE} = 0.04\text{--}3.87 \text{ ppm}$) и обогащение легкими редкоземельными элементами ($\text{LREE} = 0.40\text{--}11.85 \text{ ppm}$).

Величина отношения LREE/HREE варьирует от 3.07 до 12.64. Положительная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.29\text{--}2.19$) установлена для кварц-микроклиновых агрегатов, что связано с высокими содержаниями микроклина в этих агрегатах. Отрицательные европиевые аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.17\text{--}0.81$) типичны для кварц-микроклин-альбитовых, микроклин-кварц-клевеландитовых

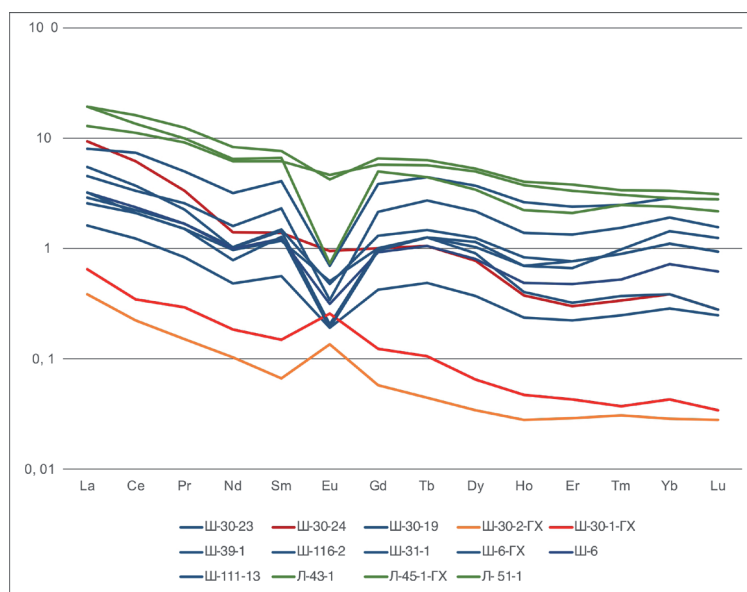


Рис. 2. Спектры распределения РЗЭ в пегматитах Шонгуйского пегматитового поля. Закрашенные поля соответствуют вариациям РЗЭ в пегматитах Колмозерского пегматитового поля (Морозова, 2018).

Fig. 2. REE distribution in the pegmatites of the Shongui pegmatite field. The colored fields represent REE variations in the pegmatites of the Kolmozero pegmatite field (Morozova, 2018).

и альбит-мусковит-кварцевых агрегатов. Степень фракционирования тяжелых редкоземельных элементов $(\text{Gd/Lu})_n$ изменяется от 0.78 до 4.92, а легких редкоземельных элементов $(\text{La/Sm})_n$ от 1.95 до 6.76. Безрудные пегматиты отличаются от пегматитов с Be-минерализацией повышенными содержаниями LREE и HREE (рис. 2). В пегматитовой системе остаточные расплавы в процессе фракционной кристаллизации обогащаются Be, Li, Rb, Cs, Mn, Sn, Nb и Ta и обедняются Sr, Ba, Y, Zr и PЗЭ (Černý, 1991). В целом, концентрации PЗЭ в пегматитах Шонгуйского месторождения близки к таковым для пегматитов Колмозерского пегматитового поля и Колмозерского литиевого месторождения, в частности (Морозова, 2018).

Для рудных и безрудных разновидностей пегматитов и гранитов был проведен изотопный Sm-Nd анализ отдельных образцов. Концентрации Nd в изученных образцах варьируют от 0.072 ppm в пегматитах до 4.7 ppm в гранитах; концентрации Sm – от 0.015 ppm до 1.344 ppm (табл. 1). Наиболее низкие концентрации Nd и Sm установлены для рудных пегматитов. Величины $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ были рассчитаны на предполагаемый возраст 2315 млн лет (Морозова и др., 2017). Изотопные составы неодиума для всех исследованных образцов характеризуются значительной дисперсией, $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ варьируют от +1.1 до +13.2, причем наиболее высокие значения характеризуют именно рудные разновидности. Подобные вариации связаны, вероятнее всего, с разбалансированностью Sm-Nd изотопной системы пегматитов и гранитов. Sm-Nd изохрона по валовым пробам рудных пегматитов Шонгуйского месторождения образует зависимость, определяющую возраст 1742 ± 36 млн лет, с ультрадеплетированным значением $\epsilon\text{Nd}(\text{T}) = +9.7$ (рис. 3, табл. 1). Фигуративные точки безрудного пегматита и гранитов не демонстрируют зависимости в координатах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и не образуют самостоятельных линий регрессий.

Таблица 1. Результаты Sm-Nd анализа пегматитов и гранитов Шонгуйского месторождения
Table 1. Results of Sm-Nd analysis of pegmatites and granites of the Shongui deposit

Образец	Порода	Концентрация, мкг/г		Изотопные отношения		$\epsilon\text{Nd}(\text{T})$
		Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	
Ш-7-ГХ	рудный пегматит	0.235	0.478	0.2977	0.514292 ± 14	+2.2
Ш-30-1-ГХ	рудный пегматит	0.032	0.126	0.1517	0.512622 ± 32	+13.2
Ш-30-2-ГХ	рудный пегматит	0.015	0.072	0.1225	0.512273 ± 60	+15.1
Л-45-1-ГХ	безрудный пегматит	1.344	4.08	0.1889	0.512574 ± 15	+1.1
Г-57-1	гранит	0.642	4.70	0.0826	0.510478 ± 20	-8.2
Г-59-1-ГХ	гранит	0.766	3.12	0.1486	0.512349 ± 16	+8.7

Полученный возраст близок к датировкам, сделанным ранее Rb-Sr, K-Ca и K-Ar методами по микроклинам и слюдам из пегматитов пояса Колмозеро-Воронья – около 1.75 млрд лет (Пушкарёв, 1990). Этап 1.75 млрд лет соответствует заключительной «нордической» орогенной стадии, которая завершила Свекофеннский орогенез длиной почти 200 млн лет (Lahtinen et al., 2008).

Однако, несмотря на хорошее соответствие условиям изохронности (Wendt, Carl, 1991) полученный молодой возраст вряд ли соответствует реальному возрасту редкометалльного оруденения в пределах Шонгуйского месторождения. Для проверки была построена диаграмма в координатах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 1/\text{Nd}$ (рис. 4).

Фигуративные точки, соответствующие образцам редкометалльных пегматитов, образуют на диаграмме обратную зависимость с сильной корреляционной связью ($r = -0.93$). Из диаграммы видно, что понижение концентраций Nd в образцах редкометалльных пегматитов прямо пропорционально понижению величин их отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Это свидетельствует о нарушении изотопного равновесия и/или миграции Nd. Дополнительным аргументом в пользу перестройки изотопной системы редкометалльных пегматитов служит высокое и нереалистичное значение $\epsilon\text{Nd}(\text{T}) = +9.7$,

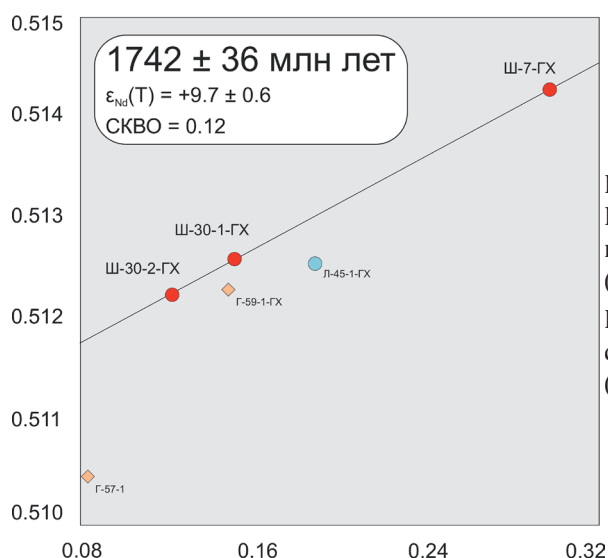


Рис. 3. Sm-Nd изохрона по редкометалльным пегматитам Шонгуйского месторождения. Дополнительно нанесены точки безрудных пегматитов (Л-45-1-ГХ) и гранитов (Г-57-1 и Г-59-1-ГХ).

Fig. 3. Sm-Nd isochron for rare-metal pegmatites Shongui deposit. Additionally plotted points of ore-free pegmatites (L-45-1-GX) and granites (G-57-1 and G-59-1-GX).

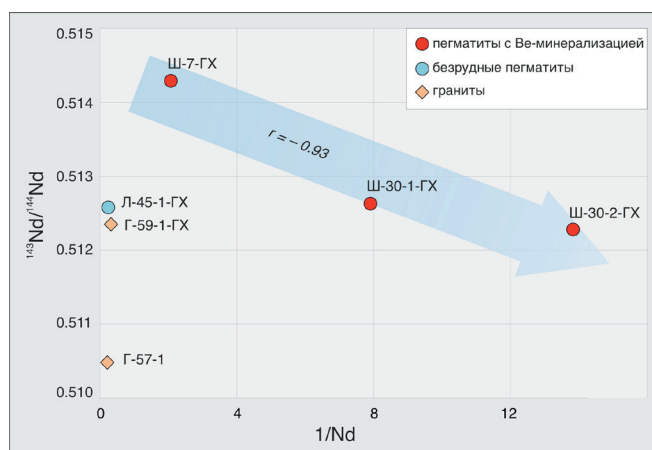
которое должно предполагать их ультрадеплетированный источник. Гипотеза смешения нескольких источников, которое привело к наблюдаемому искажению изотопной информации и получению ложной изохроны не может быть поддержана. Это следует из фактического совпадения возрастов, полученных несколькими независимыми методами (Sm-Nd, Rb-Sr и K-Ar), и что еще более важно – реализация этого варианта требует наличия одного из конечных членов смеси с еще более радиогенным изотопным составом Nd, чем редкометалльные пегматиты. Существование подобного высокорadiогенного источника представляется маловероятным. Сам факт получения линейной зависимости в координатах смешения ещё не свидетельствует, что возраст искажён, он лишь указывает на возможность этого (Пушкарёв и др., 1978). Кроме того, считается, что наиболее обоснованным подтверждением реальности измеренного возраста служит совпадение значений, полученных разными методами (Костицын, 1993, 1994, 1996, 2002).

Более высокая подвижность Nd при метаморфических и гидротермальных процессах может приводить к перераспределению неодима между породами, что будет отражаться в неполной гомогенизации изотопной системы и получении омоложенных возрастов или линий смешения (“ложных” изохрон). Как было показано выше, гипотеза смешения является в данном случае несостоятельной, поэтому омоложенный возраст соответствует скорее проявлению метаморфизма, а высокорadiогенные метки пород возникли благодаря фракционированию РЗЭ и неравномерному перераспределению неодима, при котором изменялись Sm/Nd отношения.

В целом, Sm-Nd изотопная система может быть восприимчивой к поздним стадиям изменения (Salerno et al., 2021), а присутствие хлорсодержащих флюидов способствует высокой подвижности REE, причем Nd более подвижен, чем Sm (Li et al., 2022). Это приводит к миграции неодима и изменению Sm/Nd отношений и, как следствие, искажению изотопно-геохронологических данных.

Рис. 4. Диаграмма в координатах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 1/\text{Nd}$ для пегматитов и гранитов Шонгуйского месторождения. Стрелка показывает тенденцию сопряженного понижения изотопных составов и концентраций Nd в редкометалльных пегматитах с берилловой минерализацией.

Fig. 4. Diagram in coordinates $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 1/\text{Nd}$ for pegmatites and granites Shongui deposit. The arrow shows the trend of conjugate reduction of isotopic compositions and Nd concentrations in rare-metal pegmatites with beryl mineralization.



На данный момент информация о составе флюидов в пегматитах Шонгуйского месторождения отсутствует, поэтому взаимодействие именно с Cl -содержащим флюидом является лишь осторожным предположением, исходя из имеющихся предварительных данных о содержаниях Cl в пегматитах месторождения.

Таким образом, проведен анализ возможных причин искажения Sm-Nd изотопной системы редкометалльных пегматитов Шонгуйского месторождения и получены свидетельства нарушения изотопной системы на уровне пород в целом. Вследствие элементной миграции R3Э происходит изменение Sm/Nd отношений в породах на фоне относительно стабильных значений изотопного состава неодайма.

Благодарности

За помощь при подготовке проб для проведения исследований авторы благодарны Л.И. Коваль, О.Г. Шерстениковой, а также Дьякову С.Н. и Мартынову В.Б. за проведение масс-спектрометрического анализа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, проект № 22-17-20002.

Литература

1. Антонюк Е.С. Структурно-минеральные комплексы гранитных пегматитовых жил // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Апатиты: КФ АН СССР, 1962. Вып. 3. С. 134–142.
2. Антонюк Е.С. Некоторые особенности пространственного распределения типов пегматитовых жил в одном из пегматитовых полей С-3 части Кольского полуострова // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Апатиты: КФАН СССР, 1968. Вып. 6. С. 153–161.
3. Костицын Ю.А. Rb-Sr изотопные исследования месторождения Мурунтау. Датирование рудных жил Rb-Sr изохронным методом // Геохимия. 1993. № 9. С. 1308–1318.
4. Костицын Ю.А. Rb-Sr изотопные исследования месторождения Мурунтау. Рудоносные метасоматиты. // Геохимия. 1994. № 4. С. 486–497.
5. Костицын Ю.А. Rb-Sr изотопные исследования месторождения Мурунтау. Магматизм, метаморфизм и рудообразование // Геохимия. 1996. № 12. С. 1123–1138.
6. Костицын Ю.А. Происхождение редкометалльных гранитов: изотопно-геохимический подход / Дисс. соискание уч. степени д.г.-м.н. Москва. 2002. 317 с.
7. Кудряшов Н.М., Галеева Е.В., Удоратина О.В., Калинин А.А., Гроув М. Архейская эпоха редкометалльного (Li , Cs) пегматитообразования в северо-восточной части Фенноскандинавского щита // Труды КарелНЦ РАН. 2022. № 5. С. 68–72. <https://doi.org/10.17076/geo1670>.
8. Морозова Л.Н. Колмозерское литиевое месторождение редкометалльных пегматитов: новые данные по редкоэлементному составу (Кольский полуостров) // Литосфера. 2018. Т. 18. С. 82–98.
9. Морозова Л.Н., Баянова Т.Б., Базай А.В., Лялина Л.М., Серов П.А., Борисенко Е.С., Кунаккузин Е.Л. Редкометалльные пегматиты Колмозерского литиевого месторождения Арктического региона Балтийского щита: новые геохронологические данные // Вестник Кольского научного центра РАН. № 1. 2017. С. 43–52.
10. Полканов А.А., Герлинг Э.К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления // Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР. Вып. 12. 1961. С. 101–102.
11. Пушкарёв Ю.Д. Мегациклы в эволюции системы кора-мантия. Л.: Наука, 1990. 217 с.
12. Пушкарёв Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронологические реперы в докембрии Балтийского щита. Ленинград: Наука. Ленингр. отд-ние, 1978. 136 с.
13. Ферсман А.Е. Избранные труды. Т. 1. Москва. Изд-во: АН СССР, 1952. 862 с.
14. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. Rare earth element geochemistry; Henderson P., Ed.; Amsterdam, Elsevier, 1984. P. 63–114.
15. Černý P. Rare-element granitic pegmatites. Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. Geoscience Canada. 1991. V. 18. P. 49–67.
16. Lahtinen R., Garde A.A., Melezhik V.A. Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland // Episodes, 2008. V. 31. P. 20–28. <http://dx.doi.org/10.18814/epiiugs/2008/v31i1/004>.
17. Li X.-C., Harlov D.E., Zhou M.-F., Hu H. Experimental investigation into the disturbance of the Sm-Nd isotopic system during metasomatic alteration of apatite // Geochim Cosmochim Acta. 2021. V. 330, P. 191–208. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2021.04.036>.
18. Salerno R., Vervoort J., Fisher C., Kemp A., Roberts N. The coupled Hf-Nd isotope record of the early Earth in the Pilbara Craton // Earth Planet Sci Lett. 2021. V. 572. 117139. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117139>.

-
19. Serov P.A., Bayanova T.B. The Sulfide/Silicate Coefficients of Nd and Sm: Geochemical “Fingerprints” for the Syn- and Epigenetic Cu-Ni-(PGE) Ores in the NE Fennoscandian Shield // *Minerals*. 2021. V. 11. 1069. <https://doi.org/10.3390/min11101069>.
 20. Taylor S.R., McLennan S. *Planetary Crusts: Their Composition, Origin and Evolution*, Cambridge Planetary Science. Cambridge University Press, Cambridge. 2009.
 21. Wendt I., Carl C., The statistical distribution of the mean squared weighted deviation // *Chem Geol*. 1991. V. 86, P. 275–285. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(91\)90010-T](https://doi.org/10.1016/0168-9622(91)90010-T).