

DOI <https://doi.org/10.30695/zrmo/2019.1486.01>

© Д. чл. В. Р. ВЕТРИН,*** Е. А. БЕЛОУСОВА***

Lu-Hf ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЦИРКОНА ИЗ СИЕНИТОВ САХАРЬОКСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

* Геологический институт Кольского НЦ РАН,
184209, Апатиты, Мурманской обл., ул. Ферсмана, 14;
e-mail: vetrin@geoksc.apatity.ru

** Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов,
121357, Москва, ул. Вересаева, 15

*** Университет Маккуори, NSW,
2109, Macquarie University, Dept. of Earth and Planetary Sciences, Faculty of Science, Sydney, Australia;
e-mail: elena.belousova@mq.edu.au

Изучены кристаллы циркона из щелочных и нефелиновых сиенитов массива Сахарьок, образованные на магматическом (2645 ± 7 млн лет), гидротермальном (1832 ± 7 млн лет) и метаморфическом (1784 ± 22 млн лет) этапах кристаллизации. Циркон из щелочных сиенитов по сравнению с цирконом из базальтов океанических островов (ОИБ) имеет более низкие значения ϵHf и ϵNd , определяющие его принадлежность к мантийным производным протолитов, по изотопному составу близких к CHUR. Предполагается, что формирование неoarхейской щелочной Кейвской провинции происходило в результате плюм-литосферного взаимодействия, вызванного поднятием неoarхейского плюма, обусловившего процессы метасоматического изменения и последующего парциального плавления пород субкратонной литосферной мантии и коры. Исходные расплавы Сахарьокского массива могли быть образованы при возобновлении плюмовой активности, происходившей на 20—30 млн лет позже образования щелочных гранитов провинции при селективном плавлении пород метасоматически измененной литосферной мантии.

Ключевые слова: щелочные и нефелиновые сиениты, неoarхей, Lu-Hf систематика циркона, субконтинентальная литосферная мантия, плюм-литосферное взаимодействие, Кольский полуостров.

V. R. VETRIN,*** E. A. BELOUSOVA,*** Lu-Hf ISOTOPE COMPOSITION
OF ZIRCON FROM SYENITES OF THE SAKHARJOK ALKALINE MASSIF,
KOLA PENINSULA

* Geological Institute, Kola Science Centre RAS, Apatity, Russia,

** Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS,
Moscow, Russia,

*** Macquarie University, Sydney, Australia

This study examines zircon from the alkaline and nepheline syenites of the Sakharjok massif magmatic (2.645 ± 7 Ma), hydrothermal (1.832 ± 7 Ma) and metamorphic (1.784 ± 22 Ma) stages. Zircon from the alkaline syenites shows lower ϵHf and ϵNd values compared to that from ocean island basalts (OIB) suggesting their mantle-derived prolioliths, are close to the CHUR in terms of isotopic composition. It is assumed that the formation of the Neoaarchean alkaline Keivy province

resulted from the plume-lithospheric interaction triggered by the uplift of a Neoproterozoic plume that stipulated the processes of metasomatic alterations and subsequent partial melting of the subcratonic lithospheric mantle and crustal rocks. The initial melts of the Sakharjok massif could probably form during the reactivation of the plume activity that occurred 20–30 million years after the emplacement of alkaline granites of the province by selective melting of the metasomatized lithospheric mantle rocks.

Key words: alkaline and nepheline syenites, Neoproterozoic, Lu-Hf zircon systematics, subcontinental lithospheric mantle, plume-lithosphere interaction, Kola Peninsula.

Наиболее ранние проявления щелочного магматизма с образованием сиенитов, нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов, монцодиоритов, карбонатитов, лампрофиров, а также высококалийевых базитовых щелочных лав с возрастными 2.7–2.5 млрд лет известны на Канадском и Балтийском щитах, в Гренландии, Австралии и Южной Африке (Hill et al., 1992; Blichert-Toft et al., 1996; Lassen et al., 2000; Зозуля и др., 2007). Отсутствие щелочных пород с возрастными древнее 2.7 млрд лет объясняется различием тектонических режимов и условий формирования щелочных расплавов в раннем архее и в более поздние периоды. В частности, высокая температура палео- и мезоархейской мантии могла препятствовать возникновению щелочных магм, образующихся при малой степени плавления мантийных протолитов (Blichert-Toft et al., 1996). Вследствие этого появление в неопротерозое щелочных пород может свидетельствовать об изменении температурного режима мантии, а также наиболее раннем проявлении тектоники плит (Blichert-Toft et al., 1995) или активности плюмов (Ruchlov, Bell, 2010).

В восточной части Кольского полуострова щелочными породами — агпайтовыми субщелочными и щелочными гранитами, граносиенитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами — образована неопротерозойская Кейвская щелочная провинция площадью более 2500 км². Наиболее ранние по времени образования магматиты повышенной щелочности представлены ассоциацией латитов–монцонитов–гранитов (АЛМГ) с возрастом 2674 ± 6 млн лет (Ветрин, Родионов, 2009). К преобладающим породам в составе провинции относятся щелочные граниты, граносиениты, кварцевые сиениты, образующие 12 массивов площадью от 3 до 1300 км² (Батиева, 1976). Формирование этих пород происходило в узком возрастном интервале: 2666 ± 10 (Понойский массив; Ветрин, Родионов, 2009) до 2674 ± 6 млн лет (массив Западные Кейвы; Митрофанов и др., 2000). Щелочной магматизм провинции завершился образованием Сахарйокского массива щелочных и нефелиновых сиенитов.

Геологическое, геохимическое и изотопно-геохимическое изучение пород и минералов Сахарйокского массива показало мантийное происхождение исходных расплавов (Батиева, Бельков, 1984) и их принадлежность к обогащенному источнику, сходному с таковым для базальтовых ОИВ-магм (Зозуля и др., 2007, 2012). Этот вывод, сделанный на основе геохимических и изотопно-геохимических данных (Sm-Nd, Rb-Sr), представляется достаточно важным, так как для большинства неопротерозойских щелочных пород предполагается происхождение исходных расплавов за счет вещества деплетированной мантии (Blichert-Toft et al., 1996; Vervoort, Blichert-Toft, 1999).

Нами выполнено изучение Lu-Hf изотопной системы в цирконе из сиенитов массива. Известно, что циркон остается устойчивым во многих геологических процессах, сохраняя в неизменном виде изотопный состав материнских расплавов (Griffin et al., 2000, 2014).

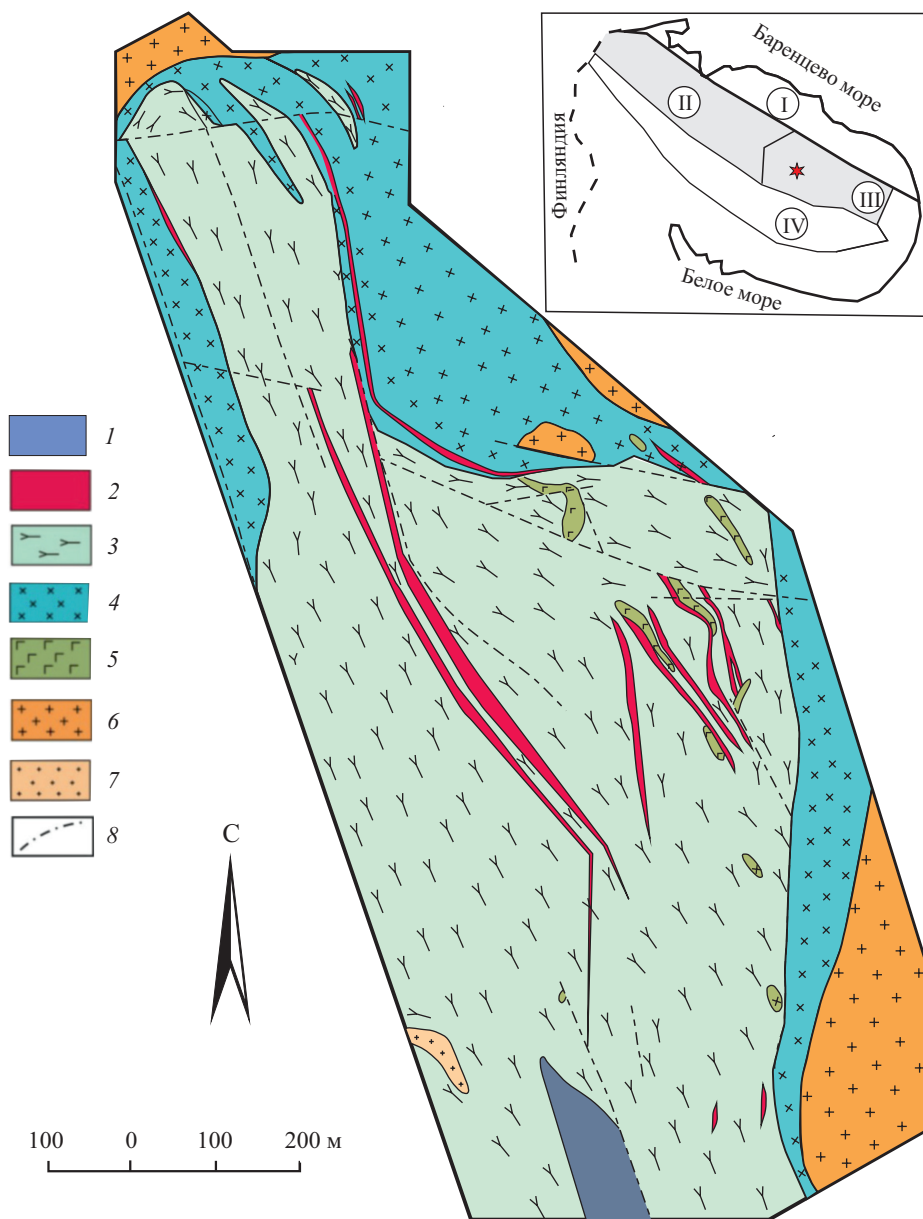


Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Сахарйок (по: Мультимедийный справочник..., 2001), с упрощениями.

1 — альбититы, 2 — циркон-биотит-пироксеновые рудные тела, 3 — нефелиновые сиениты, 4 — щелочные сиениты, 5 — щелочные габброиды (эссекситы, тералиты), 6 — щелочные граниты, 7 — диориты, плагиограниты, 8 — тектонические нарушения. На врезке показана схема тектонического районирования северной части Кольской субпровинции Балтийского щита. I—III— мегаблоки: I — Мурманский, II — Кольско-Норвежский, III — Кейвский, IV — Печенга-Имандра-Варзугский палеорифтогенный пояс. Звездочкой показано положение Сахарйок.

Fig. 1. Geological scheme of the Sakharjok deposit (after: Multimedia Reference Book..., 2001, with simplifications).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Сахарйокский массив, открытый и впервые изученный И. Д. Батиевой и И. В. Бельковым (Батиева, Бельков, 1984), расположен в юго-западной части Кейвского мегаблока центральной части Кольского полуострова. Вмещающие породы представлены неоархейскими щелочными гранитами, тоналитовыми гнейсо-гранитами, габбро-лабрадоритами и ортогнейсами лебяжинской свиты, в палеопротерозое метаморфизованными в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Массив имеет вытянутую каплевидную форму и северо-западное простирание. Длина массива составляет около 7 км, ширина — от 2.3 км в северной части до 0.2—0.4 км на юге, общая площадь равна примерно 5 км². Массив сложен тремя интрузивными фазами (Магматические формации..., 1985): 1 — щелочными габброидами, 2 — щелочными сиенитами, 3 — нефелиновыми сиенитами. Щелочные габброиды первой фазы представлены эссекситами, тералитами с возрастом 2666 ± 4 млн лет (Зозуля, Баянова, 2013), образующими ксенолиты в нефелиновых сиенитах. Щелочные сиениты приурочены к юго-западному лежачему боку массива, нефелиновые сиениты — к его северной и северо-восточной частям. В небольшом количестве установлены пегматиты нефелиновых сиенитов, альбититы и слюдяно-альбитовые метасоматиты. В пределах рудного блока площадью около 2 км², локализованного в северной части массива, нефелиновые сиениты содержат 14 линзообразных циркон-бритолит-пироксеновых рудных тел (рис. 1). Генезис руд не однозначен: наряду с представлениями о магматической кристаллизации рудных тел в неоархее (Зозуля и др., 2012) рассматривается возможность их образования в результате переотложения рассеянной минерализации при переработке пород массива коровыми флюидами в протерозое (Ветрин и др., 2014).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ ЦИРКОНА

Кристаллы циркона в щелочных и нефелиновых сиенитах массива Сахарйок имеют неоднородное зональное, местами мозаичное строение, обусловленное наличием фрагментов и зон, возникших на магматическом, гидротермальном и метаморфическом этапах их формирования (Лялина и др., 2010; Зозуля и др., 2012; Ветрин и др., 2014).

Магматический циркон встречен в щелочных сиенитах, где он образует центральные части призматических и дипирамидально-призматических кристаллов. Этот циркон имеет неотчетливо выраженную зональность (рис. 2, а—г), повышенные концентрации РЗЭ (среднее 1768 ppm), отчетливо проявленный Се-максимум (10.2—342, среднее 105) и Eu-минимум (0.15—0.22, среднее 0.19). Время кристаллизации магматического циркона и, соответственно, вмещающих щелочных сиенитов, определенное U-Pb методом, составляет 2645 ± 7 млн лет (Ветрин и др., 2014). Температура его образования, оцененная с помощью Ti-в-цирконе геотермометра (Watson et al., 2006), равна 700—780 °С. Магматический циркон в изученных нами образцах нефелиновых сиенитов не обнаружен. По данным Т. Б. Баяновой (2004) возраст магматического циркона из нефелиновых сиенитов составляет 2613 ± 35 млн лет.

Циркон гидротермального генезиса встречен в нефелиновых сиенитах рудного блока, где он образует внутренние зоны индивидов призматического и дипирамидального облика. В катодоллюминесцентном (КЛ) излучении он диагно-

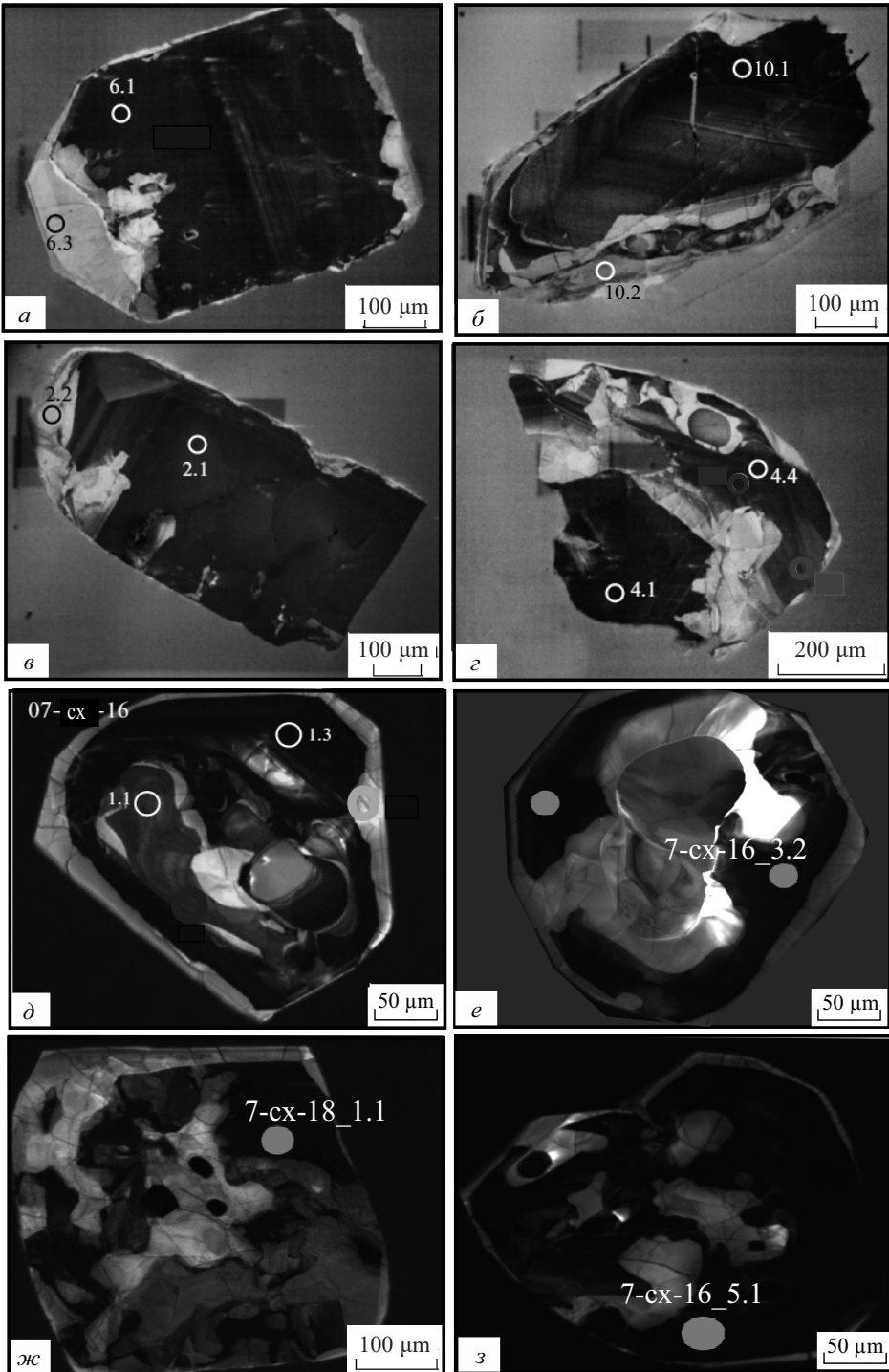


Рис. 2. Кристаллы циркона из щелочных и нефелиновых сиенитов. КЛ изображения. Кружки показывают участки локализации ионного зонда. Их номера соответствуют номерам анализов в таблице.
 Fig. 2. Zircon crystals from alkaline and nepheline syenites. CL images. Circles are locations of the ionic probe beam. Their numbers corresponds to number of analyses in Table.

стирован в участках темного цвета неправильной формы с волнистыми границами, часто имеет пористое строение вследствие насыщенности флюидными и твердофазными включениями. Кристаллы слабо зональны и окружаются каймами метаморфогенного циркона более светлой окраски (рис. 2, *д*). Особенности состава гидротермального циркона являются повышенные концентрации легких РЗЭ и малая величина отношения Ce/Ce^* (0.7—3.9, среднее 2.0). Температура образования изученных кристаллов составляет 600—670°C, возраст — 1832 ± 7 млн лет (Ветрин и др., 2014).

Метаморфический циркон в КЛ-излучении имеет светлую окраску и образует оболочки в кристаллах циркона из щелочных сиенитов, оболочки и неправильной формы обособления в кристаллах из нефелиновых сиенитов (рис. 2, *е-з*). По составу метаморфический циркон отличается от циркона магматического генезиса в 4—5 раз более низкой концентрацией редкоземельных элементов (среднее 385 ppm), пониженным значением Ce/Ce^* (13.1—63.7, среднее 31.9). Температура кристаллизации циркона оболочек составляет 520—540°C, и его возраст оценен величиной 1784 ± 22 млн лет (Ветрин и др., 2014).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изотопный состав Hf в цирконе из датированных на SHRIMP II кристаллах (Ветрин и др., 2014) определен в Университете Маккуори, Сидней, Австралия по методике (Griffin et al., 2000). Анализ изотопного состава выполнен в тех же точках, в которых проводилось U-Pb SIMS датирование, с диаметром точек определения 40—50 мкм и глубиной кратера 20—40 мкм. Изотопный состав Hf установлен методом лазерной абляции (Photon-Machines Excimer System) и масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме (Nu-Plasma MC-ICPMS). Во время измерений среднее значение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ для стандарта Мад Танк составило 0.282509 ± 0.000007 ($n = 4$) и для цирконового стандарта Темора II — 0.282663 ± 0.000008 ($n = 5$). С целью вычисления инициальных $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ и ϵHf использовались значения возраста по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для данного участка циркона, измеренное отношение $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ и константа распада $^{176}\text{Lu} = 1.865 \cdot 10^{-11}$ год⁻¹ (Scherer et al., 2001). Проведенный анализ не выявил положительной корреляции между величинами отношений $\epsilon\text{Hf}(t)$ с $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, чем определяется корректный учет изобарных наложений. При обработке данных принята постоянная распада $^{176}\text{Lu} = 1.865 \cdot 10^{-11}$ лет⁻¹, для расчета $\epsilon\text{Hf}(t)$ использованы хондритовые величины: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ (Blichert-Toft, Albarede, 1997). Модельный Hf-возраст определен относительно деплетированной мантии (DM) с параметрами: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ (Bouvier et al., 2008) при среднем значении $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ для коры в целом (Griffin et al., 2002).

Lu-Hf ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ЦИРКОНА

При петрологических исследованиях результативно использование Lu-Hf изотопной системы циркона, которая является трассером мантийных и мантийно-коровых процессов (Blichert-Toft, Albarede, 1997; Griffin et al., 2002; Vervoort, Blichert-Toft, 1999; и ссылки в этих работах). Циркон остается устойчивым во многих геологических процессах, сохраняя Hf-изотопный состав

Lu-Hf изотопные данные для циркона из сиенитов Сахарйокского массива
Lu-Hf isotope data for zircon in syenites of the Sakharjok massif

№ точек	Порода	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Lu}$	$\pm\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	t , млн. лет	D, %	Hf_m	$\varepsilon\text{Hf}(t)$	$\pm\sigma$	t_{DM} , млрд. лет
12-19-10.1	Щелочные сиениты	0.281117	0.000009	0.001469	0.052530	2656	2	0.281042	-1.3	0.3	3.01
12-19-10.2		0.281376	0.000009	0.000339	0.011952	1822	2	0.281364	-9.2	0.3	2.57
12-19-1р.1		0.281169	0.000010	0.002469	0.087237	2652	1	0.281044	-1.3	0.4	3.02
12-19-2.1		0.281156	0.000010	0.002266	0.084425	2649	0	0.281041	-1.5	0.3	3.02
12-19-2.2		0.281310	0.000009	0.000315	0.011411	1819	3	0.281299	-11.6	0.3	2.66
12-19-4.1		0.281219	0.000010	0.002864	0.103326	2658	0	0.281074	-0.1	0.4	2.98
12-19-4.4		0.281170	0.000009	0.001817	0.066503	2636	0	0.281079	-0.5	0.3	2.96
12-19-6.1		0.281305	0.000011	0.005770	0.210492	2644	0	0.281013	-2.6	0.4	3.10
12-19-6.3		0.281448	0.000008	0.000279	0.009236	1772	0	0.281438	-7.7	0.3	2.47
07сх-16-1.1		Нефелино- вые сиениты	0.281221	0.000008	0.000287	0.011681	1850	4	0.281210	-14.0	0.3
07сх-16-1.3	0.281202		0.000006	0.001270	0.049938	1834	4	0.281157	-16.3	0.2	2.88
07сх-16-3.1	0.281203		0.000007	0.000495	0.020145	1842	3	0.281185	-15.1	0.3	2.82
07сх-16-3.2	0.281210		0.000008	0.000616	0.026017	1858	6	0.281189	-14.6	0.3	2.82
07сх-16-4.1	0.281197		0.000010	0.001176	0.051768	1817	3	0.281156	-16.7	0.3	2.88
07сх-16-5.1	0.281186		0.000007	0.000875	0.036241	1837	2	0.281155	-16.3	0.3	2.87
07сх-18-1.1	0.281204		0.000009	0.000592	0.026175	1871	8	0.281183	-14.5	0.3	2.83
07сх-18-2.1	0.281197		0.000007	0.000717	0.029536	1907	12	0.281171	-14.1	0.3	2.84

Примечание. D — степень дискордантности определения возраста.

исходных магм. Эти свойства циркона вместе с возможностью его использования в качестве U-Pb геохронометра делают анализ изотопного состава Hf в цирконе важным инструментом при изучении условий образования пород и минералов.

Результаты изучения Lu-Hf изотопной системы в цирконе из щелочных и нефелиновых сиенитов массива Сахарйок приведены в таблице и на рис. 3.

Обр. 12—19. Выполнены 6 анализов изотопного состава Hf в 4 кристаллах неоархейского возраста ($t_{Zr} = 2636—2658$ млн лет, $D = 0—2\%$) из щелочных сиенитов и 3 анализа краевых частей этих же зерен ($t_{Zr} = 1772—1822$ млн лет, $D = 0—3\%$). Первичное отношение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в неоархейском цирконе центральных частей зерен колеблется в пределах $0.281013—0.281079$. Модельный возраст t_{DM} циркона, определяющий минимальный возраст источника расплава, из которого кристаллизовался циркон, изменяется в пределах $2.96—3.10$ млрд лет и свидетельствует о мезоархейском возрасте протолитов, не вскрытых на уровне современного эрозионного среза Кейвского мегаблока. Величина $\epsilon\text{Hf}(t)$ в цирконе изменяется от -0.1 до -2.6 . Для двух образцов (12-19-4.1 и 12-19-4.2, см. таблицу) с наиболее радиогенными изотопными характеристиками величина $\epsilon\text{Hf}(t)$ составляет -0.1 ± 0.4 и -0.5 ± 0.3 и приближается к хондритовому ($\epsilon\text{Hf}(t) = 0$) значению, характерному для производных плюма, образованного в глубинной мантии. На изотопных (Lu-Hf) диаграммах (рис. 3) точки состава неоархейского циркона образуют компактный кластер, расположенный ниже или вблизи линии эволюции однородного хондритового резервуара (CHUR), пересекающийся с полями составов магматического циркона из АЛМГ, щелочных гранитов, неоархейской нижней коры, а также архейского метаморфического циркона из тоналитовых гнейсов Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 и эклогитов северной части Беломорского подвижного пояса.

Модельный возраст метаморфических оболочек $t_{DM} = 2.47—2.66$ (среднее 2.57) млрд лет значительно меньше модельного возраста ядер кристаллов и свидетельствует об участии в составе оболочек вещества палеопротерозойского возраста. По сравнению с ядрами кристаллов оболочки имеют на порядок более низкие отношения $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ($0.000279—0.000339$). Пересчет Lu-Hf изотопных данных неоархейских ядер кристаллов на возраст образования оболочек ($1772—1822$ млн лет) дает расчетные значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ в интервале $-19.3—-19.8$ (среднее -19.5), что существенно ниже определенных для оболочек величин ϵHf (от -7.7 до -11.6 , среднее -9.5). Известно, что отношение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в цирконе метаморфического генезиса зависит от условий взаимодействия кристаллов с матрицей породы, обычно имеющей более высокое Lu/Hf отношение и, соответственно, повышенные концентрации радиогенного гафния (Chen et al., 2010). Взаимодействие циркона с матрицей породы, происходившее в условиях открытой или закрытой систем, приводит, соответственно, к увеличению или сохранению отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ по сравнению с магматическими кристаллами циркона. Имеющиеся данные свидетельствуют о формировании метаморфических кайм кристаллов циркона, вероятно, в условиях открытой системы, имевшей более радиогенный состав Hf.

Для циркона гидротермального генезиса из нефелиновых сиенитов (обр. 07-16, 07-18) выполнено 8 анализов изотопного состава Hf. По сравнению с метаморфическими оболочками изученные кристаллы циркона с возрастными $1817—1907$ млн лет ($D = 2—12\%$) имеют повышенные значения модельного возраста ($t_{DM} = 2.78—2.88$) и пониженные величины $\epsilon\text{Hf}(t)$ (от -14.0

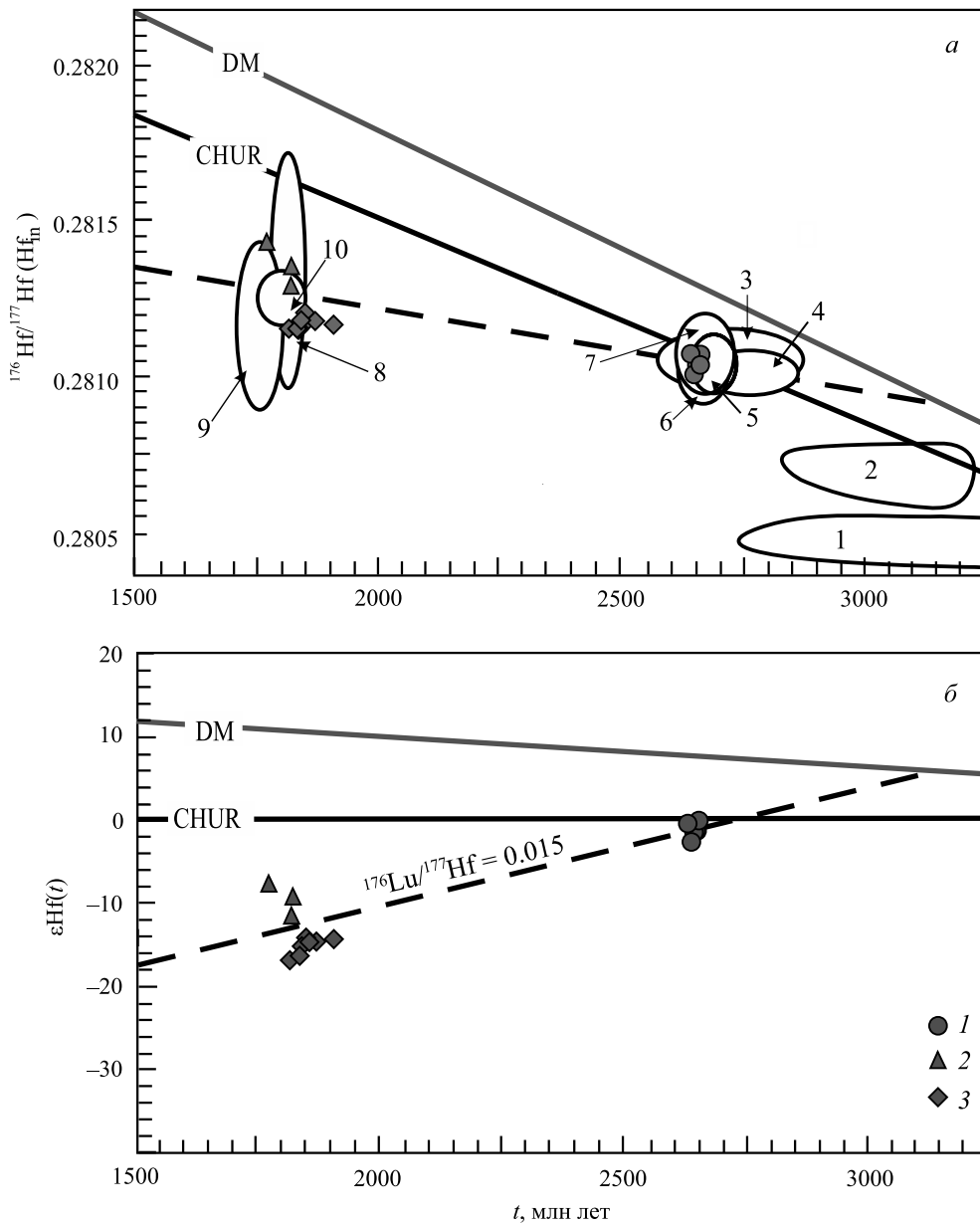


Рис. 3. Диаграммы изотопного (Lu-Hf) состава циркона из сиенитов Сахарйокского массива. На диаграмме (а) цифрами обозначены области изотопного состава циркона комплексов пород: 1 — Сиуруа, 2 — Иисалми, 3 — эглогиты Кольского полуострова (Mints et al., 2010), 4 — плагиогнейсы Кольской сверхглубокой скважины (Ветрин и др., 2016), 5 — неоархейская нижняя кора (Ветрин и др., 2017), 6 — неоархейская ассоциация латитов-монцититов-гранитов (Ветрин, 2018), 7 — неоархейские щелочные граниты Кольского полуострова (Ветрин и др., 2019), 8 — лейкограниты Южной Финляндии, 9 — порфировидные граниты Кольского полуострова и Северной Финляндии. 1, 2, 8, 9 — по данным (Heilimo et al., 2013; 2014). Высота значков соответствует погрешности определения ($\pm 1\sigma$). Пунктирной линией показан тренд эволюции состава коры с $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$. 1—3 — циркон магматического, метаморфического и гидротермального генезиса соответственно (б).

Fig. 3. Lu-Hf isotope diagrams for zircon from syenites of the Sakharjok deposit.

до -16.3), что определяет положение точек состава изученных кристаллов циркона ниже линии развития изотопного состава коры с $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ (рис. 3). Существенно нерадиоогенный состав Hf в цирконе обусловлен, вероятно, близким к коровому изотопным составом палеопротерозойских растворов при формировании гидротермальных кристаллов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как было показано выше, магматический циркон из щелочных сиенитов имеет отрицательные значения $\varepsilon\text{Hf}(t)$ от -0.1 до -2.6 , что в целом является необычным для неоархейского циркона, которому более свойственны положительные значения $\varepsilon\text{Hf}(t)$, характерные для производных деплетированной мантии (Blichert-Toft et al., 1996; Griffin et al., 2000). Отрицательные или близкие к нулю положительные значения $\varepsilon\text{Nd}(t)$, свидетельствующие об обогащенном источнике расплавов, установлены и при изучении Sm-Nd изотопной системы в породах всех фаз Сахарйокского массива (Геология архея., 2006; Зозуля и др., 2007).

С учетом сказанного, образование циркона с пониженными значениями $\varepsilon\text{Hf}(t)$ могло происходить:

1 — при кристаллизации из производных расплавов OIB или MORB типов, образованных в процессе плавления деплетированной мантии и контаминированных породами или расплавами коры при подъеме глубинных магм к поверхности;

2 — при образовании из расплавов корового генезиса;

3 — в результате кристаллизации из расплавов, образованных в результате плавления вещества субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) под воздействием вещества плюма.

Поскольку изученные кристаллы циркона характеризуются только отрицательными величинами $\varepsilon\text{Hf}(t)$, имеющими малую дисперсию распределения частных значений, первый вариант представляется маловероятным. Выдержанный по главным и редким элементам состав сиенитов (Зозуля и др., 2012), а также отсутствие в них ксеногенных кристаллов циркона также свидетельствует об ограниченном проявлении процессов контаминации расплавов материалом верхней коры. Этот вывод подтверждается и отсутствием положительной корреляционной связи между $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ и $\varepsilon\text{Hf}(t)$ в цирконе из щелочных сиенитов (см. таблицу), свойственной циркону мантийного генезиса, контаминированного веществом древней коры (Blichert-Toft, Albarede, 1997).

Существенная информация о принадлежности расплавов к мантийным или коровым производным, а также об эволюции исходных расплавов может быть получена при сопоставлении данных по изучению Lu-Hf и Sm-Nd изотопных систем. Работами ряда исследователей (Vervoort, Patchett, 1996; Vervoort, Blichert-Toft, 1999) показано, что изотопные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в породах и цирконе образуют единую последовательность (terrestrial array), включающую земные породы мантийного и корового происхождения: MORB, OIB, гранитоиды, осадочные и метаморфические породы. На диаграмме в координатах $\varepsilon\text{Nd} — \varepsilon\text{Hf}$ (рис. 4) точки состава циркона из щелочных сиенитов находятся в пределах единой последовательности, располагаясь ниже тренда составов базальтов океанических островов (OIB). Точки составов метаморфогенного циркона оболочек кристаллов и циркона гидротермального генезиса

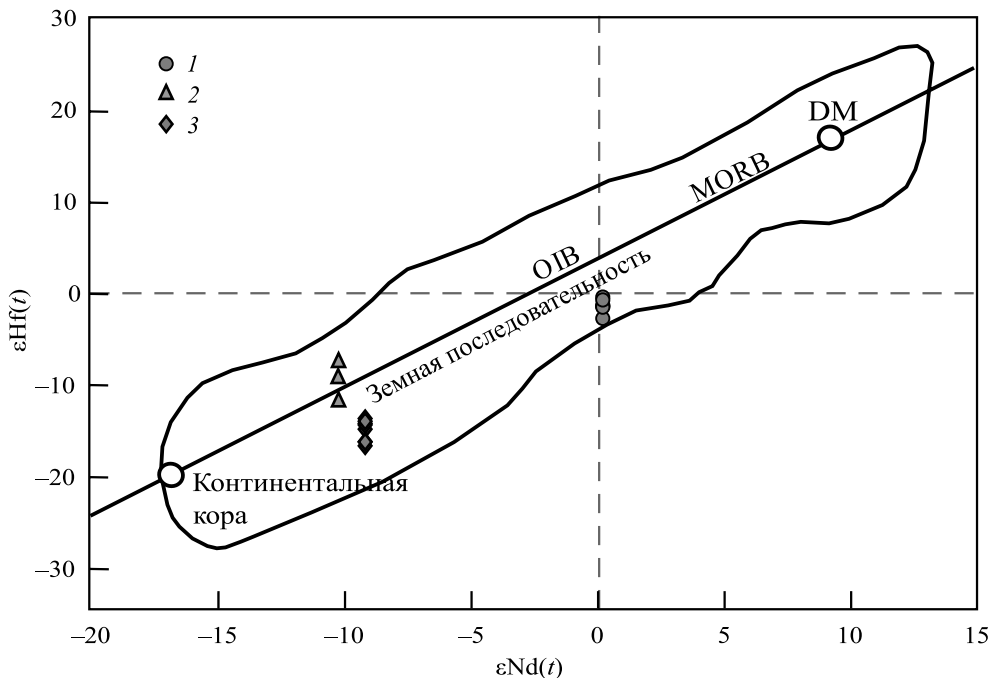


Рис. 4. Изотопный состав гафния и неодима в цирконе из сиенитов Сахарйокского массива (по: Ver-voort et al., 1999). Положение областей OIB, MORB, DM по (Blichert-Toft, Albarede, 1997), континентальной коры по (Tolstikhin, Kramers, 2008). Данные по $\epsilon\text{Nd}(t)$ взяты из работы (Зозуля и др., 2007) с пересчетом на возраст 2645, 1832 и 1784 млн лет для циркона магматического (1), метаморфического (2) и гидротермального (3) генезиса соответственно.

Fig. 4. Hf-Nd isotope diagram for zircon from syenites of the Sakharjok deposit.

смещены в сторону континентальной коры, что обусловлено, вероятно, их кристаллизацией из флюидов существенно корового генезиса.

Циркон из щелочных сиенитов по сравнению с OIB имеет более низкие значения ϵHf и ϵNd , определяющие его принадлежность к мантийным производным протолитов, по изотопному составу близких к CHUR (рис. 3). Происхождение таких расплавов связывается с деятельностью плюмов (Storey et al., 1991; Blichert-Toft et al., 1995) или при плавлении вещества СКЛМ. Как показано В. Л. Гриффином и соавторами (Griffin et al., 1999; 2000), состав СКЛМ изменяется от высокодеплетированного в архее до относительно обогащенного в фанерозое. В то же время для части пород архейской СКЛМ установлено аномальное обогащение несовместимыми элементами (LREE, Zr, Sr и др.), связанное с мантийным метасоматозом (Erlank et al., 1987) и плюм-литосферным взаимодействием (Blichert-Toft et al., 1995). Предполагается, что для среднего состава СКЛМ $\epsilon\text{Nd} < 0$, $\epsilon\text{Hf} < 0$ (Griffin et al., 1999). При подъеме через литосферную мантию плюмовые производные могут быть контаминированы веществом СКЛМ с образованием пониженных отрицательных значений $\epsilon\text{Hf}(t)$ в цирконе из этих пород.

Для литосферной мантии Балтийского щита по результатам геофизических исследований (Guggisberg, Berthelsen, 1987) и изучения глубинных ксенолитов (Арзамасцев и др., 2009; Peltonen, Brügman, 2006; Peltonen et al., 2002; Beard et al., 2007) выявлена расслоенность, обусловленная изменением состава и физических свойств слагающих ее пород. Наименее глубокий слой А, распо-

ложенный на глубине 60—110 км, сложен деплетированными шпинелевыми и шпинель-гранатовыми лерцолитами и гарцбургитами. Предполагается, что они сформировались за счет существенно деплетированного архейского протолита, испытавшего неоднократные процессы мантийного метасоматоза, приводившие к формированию флогопита, амфибола, ильменита и апатита. Слой В (110—180 км) образован гранатовыми перидотитами реститовой природы, образованными после выплавления коматиитовых расплавов из палеоархейского протолита. Наиболее глубокий слой С, залегающий на глубинах 180—250 км, сложен гранатовыми лерцолитами и гарцбургитами, аналогичными породам слоя В метасоматически измененными около 2 млрд лет назад при распаде архейского континента (Peltonen, Brügman, 2006). Данные петрологического моделирования показывают возможность образования примитивных щелочных расплавов при низких степенях плавления (0.3—0.5 %) метасоматизированной мантии, по составу отвечающей флогопитсодержащему лерцолиту в условиях гранатовой фации глубинности (White, McKenzie, 1989; Арзамасцев и др., 2009).

С учетом сказанного можно предположить, что формирование неоархейской Кейвской щелочной провинции происходило в результате плюм-литосферного взаимодействия, вызванного поднятием неоархейского плюма, обусловившего процессы метасоматического изменения и последующего парциального плавления пород субкратонной литосферной мантии и коры. Исходные расплавы Сахарйюкского массива могли быть образованы при возобновлении плюмовой активности, происходившей на 20—30 млн лет позже образования щелочных гранитов провинции при селективном плавлении пород метасоматически измененной литосферной мантии.

ВЫВОДЫ

1. Циркон из щелочных сиенитов с наиболее радиогенными изотопными характеристиками имеет значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ близкие к CHUR, свойственные производным мантийного плюма. При подъеме через литосферную мантию плюмовые производные могли быть контаминированы веществом СКЛМ с образованием пониженных отрицательных значений $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ в цирконе из этих пород.

2. Существенно нерадиогенный состав Hf в цирконе гидротермального и метаморфического генезиса обусловлен, по-видимому, близким к коровому изотопным составом палеопротерозойских растворов, из которых происходила кристаллизация новых генераций циркона. В результате переработки этими растворами пород массива в протерозое происходило переотложение рассеянной цирконий-редкоземельной минерализации с образованием рудных тел по зонам повышенной циркуляции гидротермальных флюидов.

3. Формирование неоархейской щелочной Кейвской провинции происходило, вероятно, в результате плюм-литосферного взаимодействия, вызванного поднятием неоархейского плюма, обусловившего процессы метасоматического изменения и последующего парциального плавления пород субкратонной литосферной мантии и коры.

Исследования выполнены по теме НИР 0226-2019-0052 ГИ КНЦ РАН при частичной поддержке РФФИ (грант 16-05-00756а) и Госконтракта № 13/17-1.

Список литературы

- Арзамасцев А. А., Федотов Ж. А., Арзамасцева Л. В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, **2009**. 383 с.
- Батиева И. Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, **1976**. 224 с.
- Батиева И. Д., Бельков И. В. Сахарйокский щелочной массив, слагающие его породы и минералы. Апатиты: Кольский филиал АН СССР, **1984**. 134 с.
- Баянова Т. Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, **2004**. 174 с.
- Ветрин В. Р. Изотопно-геохимическая систематика (Sm-Nd, Lu-Hf) неoarхейских субщелочных и щелочных пород Кейвской структуры (Кольский полуостров): возрастные и генетические соотношения // ЗРМО. **2018**. № 4. С. 1—13.
- Ветрин В. Р., Родионов Н. В. Геология и геохронология неoarхейского анорогенного магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров // Петрология. **2009**. Т. 17. № 6. С. 578—600.
- Ветрин В. Р., Скублов С. Г. Состав редких элементов в цирконе различных генетических типов из сиенитов массива Сахарйок, Кольский полуостров // ЗРМО. **2018**. № 3. С. 1—13.
- Ветрин В. Р., Скублов С. Г., Балашов Ю. А., Лялина Л. М., Родионов Н. В. Время образования и генезис иттрий-циркониевого оруденения массива Сахарйок, Кольский полуостров // ЗРМО. **2014**. № 2. С. 1—22.
- Ветрин В. Р., Белоусова Е. А., Чушин В. П. Редкие элементы и Lu-Hf изотопная систематика циркона из плаггиогнейсов Кольской сверхглубокой скважины: вещество палеoarхейской коры в мезoarхейских метавулканитах // Геохимия. **2016**. № 1. С. 105—125.
- Ветрин В. Р., Белоусова Е. А., Кременецкий А. А. Lu-Hf изотопная систематика циркона из ксенолитов нижней коры Беломорского подвижного пояса // ЗРМО. **2017**. № 3. С. 1—16.
- Ветрин В. Р., Белоусова Е. А., Кременецкий А. А. Lu-Hf изотопная систематика циркона и петрогенезис субщелочных и щелочных гранитов Кейвского мегаблока // Труды Ферсмановской научной сессии. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, **2019** (в печати).
- Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука, **2006**. 329 с.
- Зозуля Д. Р., Баянова Т. Б., Серов П. Н. Возраст и изотопно-геохимические характеристики архейских карбонатитов и щелочных пород Балтийского щита // Доклады АН. **2007**. Т. 415. № 3. С. 383—388.
- Зозуля Д. Р., Лялина Л. М., Иби Н., Савченко Е. Э. Геохимия руд, минералогия циркона и генезис иттрий-циркониевого месторождения Сахарйок (Кольский полуостров, Россия) // Геол. рудн. месторожд. **2012**. Т. 54. № 2. С. 99—118.
- Зозуля Д. Р., Баянова Т. Б. Возраст и геодинамическая обстановка формирования щелочных габброидов поздnearхейского массива Сахарйок (Кольский полуостров) / Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах. Апатиты: К&М, **2013**. С. 60—62.
- Лялина Л. М., Зозуля Д. Р., Савченко Е. Э. Полистадийность кристаллизации циркона в редкоземельно-циркониевом месторождении Сахарйок, Кольский полуостров // Докл. РАН. **2010**. Т. 430. № 3. С. 371—376.
- Митрофанов Ф. П., Зозуля Д. Р., Баянова Т. Б., Левкович Н. В. Древнейший в мире анорогенный щелочно-гранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита // Доклады РАН. **2000**. Т. 374. № 2. С. 238—241.
- Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, **1985**. 176 с.
- Мультимедийный справочник по минерально-сырьевым ресурсам и горнопромышленному комплексу Мурманской области: Цифровой информационный ресурс. Апатиты: ГИ КНЦ РАН. **2001**. С. 255—258.

References

- Arzamastsev A. A., Fedotov Zh. A., Arzamastseva L. V. The dyke complex of a northeast part of the Baltic Shield. SPb: Nauka, **2009**. 383 p. (in Russian).
- Batieva I. D. Petrology of alkaline granitoids of the Kola Peninsula. Leningrad: Nauka, **1976**. 224 p. (in Russian).
- Batieva I. D., Bel'kov I. V. Sakharjok alkaline massif: rocks and minerals. Apatity: Kola branch Academy of Sciences of the USSR, **1984**. 134 p. (in Russian).

- Bayanova T. B. Age of reference geological complexes of the Kola Region and duration of magmatic processes. Saint Petersburg: Nauka, **2004**. 174 p. (in Russian).
- Beard A. D., Downes H., Mason P. R. D., Vetrin V. R. Depletion and enrichment processes in the lithospheric mantle beneath the Kola Peninsula (Russia): Evidence from spinel lherzolite and wehrlite xenoliths. *Lithos*. **2007**. Vol. 94. P. 1—24.
- Blichert-Toft J., Rosing M. T., Leshner C. E., Chauvel C. Geochemical constraints on the origin of the Late Archean Skjoldungen alkaline igneous province, SE Greenland. *J. Petrol.* **1995**. Vol. 36. P. 515—561.
- Blichert-Toft J., Arndt N. T., Ludden J. N. Precambrian alkaline magmatism. *Lithos*. **1996**. Vol. 37. P. 97—111.
- Blichert-Toft J., Albarede F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and evolution of the mantle-crust system. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **1997**. Vol. 148. P. 243—258.
- Bouvier A., Vervoort J. D., Pattcett P. J. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet Sci. Lett.* **2008**. Vol. 273. P. 48—57.
- Chen Ren-Xu, Zheng Yong-Fei, Xie Liwen. Metamorphic growth and recrystallization of zircon: Distinction by simultaneous in-situ analyses of trace elements, U-Th-Pb and Lu-Hf isotopes in zircons from eclogite-facies rocks in the Sula orogeny. *Lithos*. **2010**. Vol. 114. P. 132—154.
- Erlank A. J., Waters F. G., Hawkesworth C. J., Haggerty S. E., Allsopp H. L., Rickard R. S., Menzies M. A. Evidence for mantle metasomatism in peridotite nodules from the Kimberley pipes, South Africa. In: *Mantle Metasomatism*. London: Academic Press, **1987**. P. 221—311.
- Geology of the Archean of Baltic Shield. Saint Petersburg: Nauka, **2006**. 329 p. (in Russian).
- Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Ryan C. G. The composition and origin of subcontinental lithospheric mantle. In: *Mantle Petrology: Field observations and high-pressure experimentation*. *Geochem. Soc. Spec. Publ.* **1999**. No. 6. P. 13—46.
- Griffin W. L., Pearson N. J., Belousova E., Jackson S. E., O'Reilly S. Y., van Acherberg E., Shee S. R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **2000**. Vol. 64. P. 133—147.
- Griffin W. L., Wang X., Jackson S. E., Pearson N. J., O'Reilly S. Y., Xu X., Zhou X. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*. **2002**. Vol. 61. P. 237—269.
- Griffin W. L., Belousova E. A., Neill C. O., O'Reilly S. Y., Malkovets V., Pearson N. J., Spetsius S., Wilde S. A. The world turns over: Hadean-Archean crust-mantle evolution. *Lithos*. **2014**. Vol. 189. P. 2—15.
- Guggisberg A., Berthelsen A. A two-dimensional velocity model for the lithosphere beneath the Baltic Shield and its possible tectonic significance. *Terra cognita*. **1987**. Vol. 7. No. 4. P. 631—638.
- Heilimo E., Halla J., Andersen T., Huhma H. Neoproterozoic crustal recycling and mantle metasomatism: Hf-Nd-Pb-O isotope evidence from sanukitoids of the Fennoscandian shield. *Precamb. Res.* **2013**. Vol. 228. P. 250—266.
- Heilimo E., Elburg M. A., Andersen T. Crustal growth and reworking during Lapland-Kola orogeny in northern Fennoscandia: U-Pb and Lu-Hf data from the Nattanen and Litsa-Aragub-type granites. *Lithos*. **2014**. Vol. 205. P. 112—126.
- Hill R. I., Chappell B. W., Campbell I. H. Late Archaean granites of the southeastern Yilgarn Block, Western Australia: age, geochemistry, and origin. *Trans. Royal Soc. Edinburgh Earth Sci.* **1992**. Vol. 83. P. 211—226.
- Lassen B., Hattori K., Persival J. Late Archean alkaline magmatism in the western Quetico belt, Superior Province, Ontario. *Geol. Surv. Canada*. **2007**. Current Res. 2000-C21. P. 1—6.
- Lyalina L. M., Zozulya D. R., Savchenko E. E. Multiple crystallization of zircon in the Sakharyok rare-earth element — zirconium deposit, Kola Peninsula. *Doklady Earth Sci.* **2010**. Vol. 430. No. 1. P. 120—124.
- Mints M. V., Belousova E. A., Konilov A. N., Natapov L. M., Shchipansky A. A., Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Dokukina K. A., Kaulina T. V. Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia. *Geology*. **2010**. Vol. 38. No. 8. P. 739—742.
- Mitrofanov F. P., Zozulya D. R., Bayanova T. B., Levkovich N. V. The world's oldest anorogenic alkaline granitic magmatism in the Keivy structure of the Baltic Shield. *Doklady Earth Sci.* **2000**. Vol. 374. P. 1145—1148.
- Multimedia reference book on mineral raw material resources and mining complex of Murmansk region: Digital information resource. Apatity: GI KSC RAS, **2001**. P. 255—258.
- Peltonen P., Brüggman G. Origin of layered continental mantle (Karelian craton, Finland). Geochemical and Re-Os isotope constraints. *Lithos*. **2006**. Vol. 89. P. 405—423.

- Peltonen P., Kinnunen K. A., Huhma H. Petrology of two diamondiferous eclogite xenoliths from the Lahtojoki kimberlite pipe, Eastern Finland. *Lithos*. **2002**. Vol. 63. P. 151—164.
- Precambrian magmatic formations of a Northeast part of Baltic Shield. Leningrad: Nauka, **1985**. 176 p. (in Russian).
- Ruchlov A. S., Bell K. Geochronology of carbonatites from the Canadian and Baltic Shields: clues to mantle evolution. *Miner. Petrol.* **2010**. Vol. 98. P. 11—54.
- Scherer E., Münker C., Mezger K. Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*. **2001**. Vol. 293. P. 683—687.
- Storey M., Mahoney J. J., Kroenke L. W., Saunders A. D. Are oceanic plateaus sites of komatiite formation? *Geology*. **1991**. Vol. 19. P. 376—379.
- Vervoort J. D., Patchett P. J. Behavior of gadolinium and neodymium isotopes in the crust: constraints from Precambrian crustally derived granites. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **1996**. Vol. 60. P. 3717—3733.
- Vervoort J. D., Blichert-Toft J. Evolution of depleted mantle: Hf evidence from juvenile rocks through time. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **1999**. Vol. 63. No. 3/4. P. 533—556.
- Vetrin V. R. Isotope and geochemical systematics (Sm-Nd, Lu-Hf) of Neoproterozoic subalkaline and alkaline rocks of Keyvi structure, Kola Peninsula: their age and genetic correlations. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc)*. **2018**. No. 4. P. 1—13 (in Russian, English translation: *Geol. Ore Deposits*. **2019**. Vol. 61. N 7. P. 1—8).
- Vetrin V. R., Rodionov N. V. Geology and geochronology of Neoproterozoic anorogenic magmatism of the Keyvi structure, Kola Peninsula. *Petrology*. **2009**. Vol. 17. No. 6. P. 537—557.
- Vetrin V. R., Skublov S. G. Composition of trace elements in zircon of different genetic types from the Sakharjok syenite massif, Kola Peninsula. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc)*. **2015**. No. 3. P. 1—13 (in Russian, English translation: *Geol. Ore Deposits*. **2016**. Vol. 58. No. 7. P. 26—34).
- Vetrin V. R., Belousova E. A., Chupin V. P. Trace element composition and Lu-Hf isotope systematics of zircon from plagiogneisses of the Kola Superdeep Well: contribution of a Paleoproterozoic crust in Mesoproterozoic metavolcanic rocks. *Geochem. Int.* **2016**. Vol. 54. No. 1. P. 92—111.
- Vetrin V. R., Belousova E. A., Kremenetsky A. A. Lu-Hf isotopic systematics of zircon from lower crustal xenoliths in the Belomorian Mobile Belt. *Geol. Ore Deposits*. **2018**. Vol. 60. No. 7. P. 568—577.
- Vetrin V. R., Belousova E. A., Kremenetsky A. A. Lu-Hf isotopic systematics of zircon and petrogenesis subalkaline and alkaline granites of the Keyvi megablock. *Works Fersman scientific session. Apatity: GI KSC RAS*, **2019** (in press).
- Vetrin V. R., Skublov S. G., Balashov Yu. A., Lialina L. M., Rodionov N. V. The time of formation and genesis of yttrium-zirconium mineralization of the Sakharjok massif, Kola Peninsula. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc)*. **2014**. No. 2. P. 1—22 (in Russian, English translation: *Geol. Ore Deposits*. **2014**. Vol. 56. No. 8. P. 603—616).
- Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Miner. Petrol.* **2006**. Vol. 151. P. 413—433.
- White R. S., McKenzie D. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.* **1989**. Vol. 94. No. B6. P. 7685—7729.
- Zozulya D. R., Bayanova T. B., Serov P. N. Age and isotopic geochemical characteristics of Archean carbonatites and alkaline rocks of the Baltic Shield. *Doklady Earth Sci.* **2007**. Vol. 415. No. 2. P. 874—879.
- Zozulya D. R., Lyalina L. M., Savchenko E. E., Eby N. Ore geochemistry, zircon mineralogy, and genesis of the Sakharjok Y-Zr deposit, Kola Peninsula, Russia). *Geol. Ore Deposits*. **2012**. Vol. 54. No. 2. P. 81—98.
- Zozulya D. R., Bayanova T. B. Age and tectonic setting of alkali gabbro from the late Archean Sakharjok massif (Kola Peninsula). In: *Geology and geochronology of rock-forming and ore processes in crystal rocks*. Apatity: K&M, **2013**. P. 60—62 (in Russian).

Поступила в редакцию
4 сентября 2019 г.