

УДК 549.514.81+550.42(470.21)

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-5-868-886

Редкоэлементный состав циркона из гранитоидов неархейской щелочной провинции Кольского полуострова

В. Р. Ветрин^{1,2}, С. Г. Скублов^{3,4}

¹Геологический институт Кольского научного центра РАН, 184209, г. Апатиты, ул. Ферсмана, 14, e-mail: vetrin.val@gmail.com

²Институт минералогии, геохимии, кристаллохимии редких элементов, 121357, г. Москва, ул. Вересаева, 15

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, г. Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, e-mail: skublov@yandex.ru

⁴Санкт-Петербургский горный университет, 199106, г. Санкт-Петербург, В.О., 21-я линия, 2

Поступила в редакцию 28.02.2023 г., принята к печати 19.04.2023 г.

Объект исследования. Циркон из гранитоидов А- и I-типов неархейской Кольской щелочной провинции Балтийского (Фенноскандинавского) щита. **Цель.** Определение редкоэлементного состава циркона для характеристики условий его образования в разных типах гранитоидов. Использование этих данных совместно с имеющимися результатами U–Pb датирования и Lu–Hf изотопного состава изученных кристаллов циркона в целях оценки количества мантийного и корового вещества в составе протолитов и влияния условий кристаллизации на редкоэлементный состав циркона. **Материалы и методы.** Изучены 50 кристаллов циркона из 5 образцов главных разновидностей гранитоидов провинции. Концентрации редких элементов определены на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН, г. Ярославль). Точки для анализов выбирались при помощи оптических и катодолюминесцентных снимков. Размер кратера не превышал 20 мкм, относительная ошибка измерений для преобладающей части элементов установлена в 10–15%, порог обнаружения элементов – 10 мг/т. **Результаты.** Установлены два главных типа циркона неархейского возраста – циркон-1 и циркон-2, образованных соответственно на магматической и автометасоматической стадиях кристаллизации, циркон-4 во включениях в цирконе-1 и палеопротерозойский циркон-3 метаморфического генезиса. Средний изотопный состав Hf в цирконе-1 и цирконе-2 различных массивов изменяется незначительно, количество мантийного компонента (X_m) – в пределах от 23 до 30%, что может свидетельствовать об относительно постоянном и существенно коровом составе их протолитов. **Выводы.** Изменение редкоэлементного состава неархейских цирконов контролировалось главным образом составом протолитов и окислительно-восстановительными условиями кристаллизации. В восстановительных условиях наибольшую химическую активность приобретали легкие (La–Nd) лантаноиды, для которых установлена прямая зависимость от величины Ce/Ce*. Для тяжелых лантаноидов с близкими размерами ионов относительно Zr⁴⁺ кристаллохимические факторы имели более важное значение и определяли уменьшение зависимости концентраций тяжелых лантаноидов в цирконе от Ce/Ce*.

Ключевые слова: циркон, щелочные гранитоиды, редкие элементы, изотопный состав Hf, Кольский полуостров

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках тем НИР FMEZ-2022-0025 (ГИ КНЦ РАН) и FMUW-2022-0005 (ИГГД РАН)

Trace element composition of zircon from granitoids of the Neoproterozoic alkaline province of the Kola Peninsula

Valery R. Vetrin^{1,2}, Sergey G. Skublov^{3,4}

¹Geological Institute, Kola Science Centre RAS, 14 Fersmana st., Apatity 184209, Russia, e-mail: vetrin.val@gmail.com

²Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystal Chemistry of Rare Elements, 15 Veresaeva st., Moscow 121357, Russia

³Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, 2 Makarova emb., St. Petersburg 199034, Russia, e-mail: skublov@yandex.ru

⁴Saint Petersburg Mining University, 2 21 line st., V.O., St. Petersburg 199106, Russia

Received 28.02.2023, accepted 19.04.2023

Research subject. Zircon from granitoids of the A- and I-types of the Neoproterozoic Kola alkaline province of the Baltic (Fennoscandian) shield. **Aim.** To determine the trace element composition of zircon in order to characterize the conditions of its formation in different types of granitoids. To use these data, along with the available results of U–Pb dating and

Для цитирования: Ветрин В.Р., Скублов С.Г. (2023) Редкоэлементный состав циркона из гранитоидов неархейской щелочной провинции Кольского полуострова. *Литосфера*, 23(5), 868–886. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-868-886>

For citation: Vetrin V.R., Skublov S.G. (2023) Trace element composition of zircon from granitoids of the Neoproterozoic alkaline province of the Kola Peninsula. *Lithosphere (Russia)*, 23(5), 868–886. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-868-886>

Lu-Hf isotope composition of the studied zircon crystals, to assess the amount of mantle and core matter in the protolith composition and the effect of crystallization conditions on the rare element composition of zircon. *Materials and Methods.* 50 zircon crystals from 5 samples of the main types of granitoids of the province were studied. Concentrations of trace elements were determined using a Cameca IMS-4f ion microprobe (NF FTIAN, Yaroslavl). Points for analysis were selected using optical and cathodoluminescent images. The size of the crater did not exceed 20 μm , the relative measurement error for the predominant part of the elements was set at 10–15%, the threshold for detecting elements was 10 ppb. *Results.* There are two main types of zircon of Neoproterozoic age – zircon-1 and zircon-2, formed, respectively, at the magmatic and autometamorphic stages of crystallization, zircon-4 in inclusions in zircon-1, and Paleoproterozoic zircon-3 of metamorphic genesis. The average isotopic composition of Hf in zircon-1 and zircon-2 of different arrays varies slightly, with the amount of mantle component (X_m) ranging from 23 to 30%, which may indicate a relatively constant and significantly core composition of their protoliths. *Conclusions.* The change in the trace element composition of Neoproterozoic zircons was controlled mainly by the composition of protoliths and redox crystallization conditions. Under reducing conditions, the greatest chemical activity was acquired by light (La-Nd) lanthanides, for which a direct dependence on the Ce/Ce^* value was established. For heavy lanthanides with similar ion sizes relative to Zr^{+4} , crystallochemical factors were more important and a decrease in the dependence of heavy lanthanide concentrations in zircon on Ce/Ce^* was determined.

Keywords: zircon, alkaline granitoids, trace elements, Hf isotope composition, Kola Peninsula

Funding information

The work was carried out within the framework of research and development: FMEZ-2022-0025 (GI KSC RAS) and FMUW-2022-0005 (IPGG RAS)

Acknowledgements

The authors are grateful to M.A. Vetrina for assistance in the preparation of the pictures and anonymous reviewers of the manuscript for comments and recommendations.

ВВЕДЕНИЕ

На большинстве континентов Земли наиболее древние геологически значимые проявления щелочных пород имеют позднеархейский возраст. Возникновение щелочного магматизма в неоархее и на границе архей–протерозой предполагается в результате смены геодинамического режима Земли в связи с активизацией процессов субдукции, приводящих к погружению материала коры до границы мантия–ядро и последующему подъему огромных масс горячего материала – источников суперплюмов, формирующих ряд провинций изверженных горных пород (Когарко, Асавин, 2007).

Неоархейская Кейвская щелочная провинция (НКЩП) расположена в пределах Кейвского мегаблока, входящего в состав юго-восточной части эллипсоидной региональной структуры, образованной в результате плюм-литосферного взаимодействия в возрастном интервале ≈ 2.79 –2.5 млрд лет (Mints, Eriksson, 2016). Преобладающая часть мегаблока сложена гнейсами и гранитоидами кольской и лебяжинской серий, массивами габбро-лабрадоритов и гранитоидами известково-щелочного, субщелочного и щелочного состава (Геологическая карта..., 1996; рис. 1). Наиболее ранние магмати-

ческие производные провинции представлены породами ассоциации латитов–монзонитов–гранитов (АЛМГ), образующих ксенолиты в более поздних гранитах. Щелочными и субщелочными гранитами, граносиенитами, кварцевыми сиенитами сложены массивы площадью до 1300 km^2 . Возраст наиболее крупных массивов – Западно-Кейвского, Понойского, Белые Тундры – общей площадью более 2400 km^2 определен U-Pb методом как равный 2674–2666 млн лет (Митрофанов и др., 2000; Ветрин, Родионов, 2009). Породы АЛМГ и щелочные граниты разделены внедрением известково-щелочных гранитов Марьёкского массива возрастом 2667 ± 8 млн лет (Ветрин, Белоусова, 2021). Щелочной магматизм провинции завершился образованием массивов щелочных и нефелиновых сиенитов соответственно 2645 ± 7 и 2613 ± 35 млн лет назад. По данным В.В. Балаганского с соавторами (Balagansky et al., 2021), в состав НКЩП частично или полностью могут входить метавулканы лебяжинской серии, занимающие около 40% площади Кейвского мегаблока, местами испытывавшие щелочной метасоматоз и превращенные в щелочные гнейсы-метасоматиты.

Щелочные и субщелочные граниты так же, как и породы АЛМГ, по химическому составу относятся к калиевым высокожелезистым породам, недо-

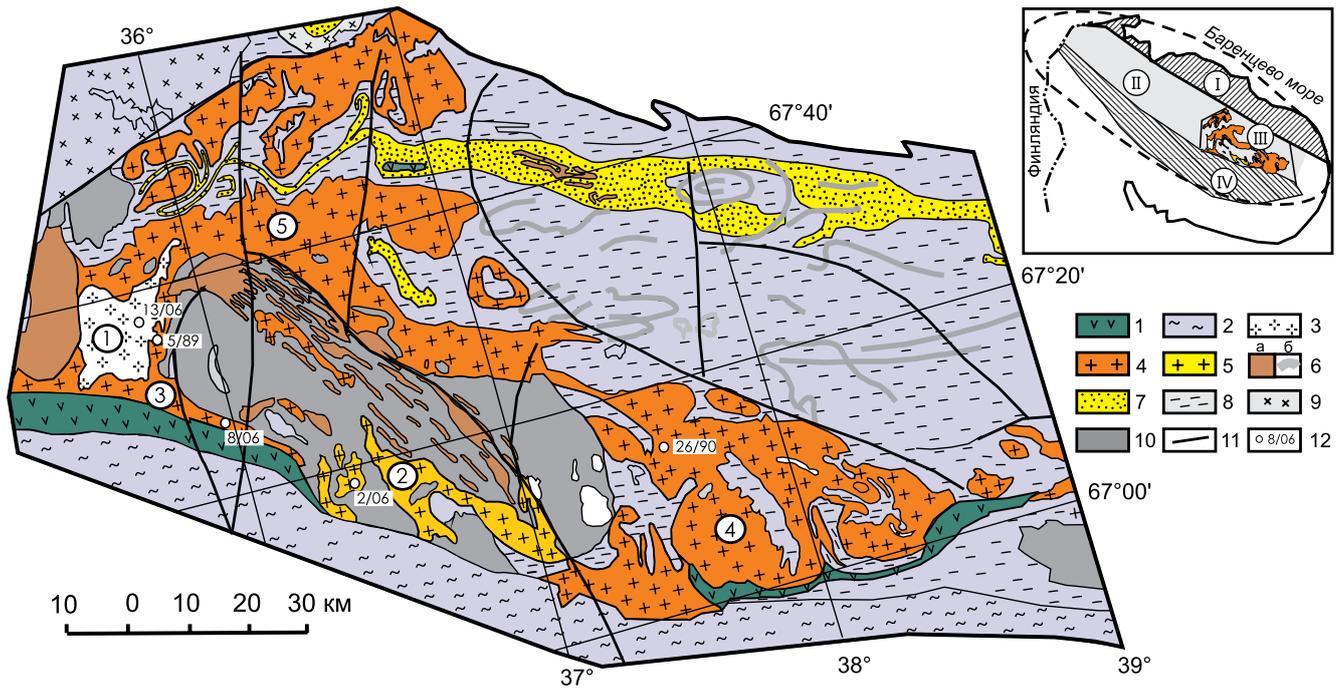


Рис. 1. Схема геологического строения Кейвского мегаблока, по (Геологическая карта..., 1996) с упрощениями.

1, 2 – палеопротерозойские образования: 1 – перидотиты–пироксениты–габбро–нориты Федорова–Панского массива, 2 – эффузивно–осадочные породы структуры Имандра–Варзуга; 3–8 – породы неоархейского возраста: 3 – известково–щелочные граниты; 4 – щелочные граниты; 5 – субщелочные граниты (цифры в кружках – массивы гранитов: 1 – Марьёкский, 2 – Кукшинский, 3 – Белые Тундры, 4 – Понойский, 5 – Западные Кейвы); 6 – габбро, габбро–лабрадориты; 7, 8 – породы соответственно верхнего и нижнего структурных ярусов Кейвской структуры: 7 – сланцы, метапесчаники, кварциты песчовотундровской серии; 8 – гнейсы лебяжинской серии; 9 – эндербиты, граниты, гранодиориты, монзодиориты; 10 – тоналиты, гранодиориты, граниты; 11 – проекции разломов; 12 – номера и места отбора образцов. На врезке – схема тектонического районирования северной части Кольской субпровинции Балтийского щита. Мегаблоки: I – Мурманский, II – Кольско–Норвежский, III – Кейвский, IV – Имандра–Варзугская зона карелид. Пунктиром оконтурена область обусловленных плюмом проявлений высокотемпературного метаморфизма, магматизма и осадконакопления в интервале ≈ 2.79 –2.5 млрд лет (Mints, Eriksson, 2016).

Fig. 1. Schematic map of the geological composition of the Keivy megablock, by (Geological map..., 1996) with simplification.

1, 2 – Paleoproterozoic formations: 1 – peridotites–pyroxenites–gabbro–norites of the Fedorovo–Pansky massif, 2 – volcanic–sedimentary rocks of the Imandra–Varzuga structure; 3–8 – rocks of Neoarchean age: 3 – calc–alkaline granites; 4 – alkaline granites; 5 – subalkaline granites (numbers in circles – massifs of granites: 1 – Maryok, 2 – Kuksha, 3 – White Tundra, 4 – Ponoj, 5 – Western Keivy); 6 – gabbro, gabbro–labradorites; 7, 8 – rocks, respectively, of the upper and lower structural parts of the Keivy structure: 7 – shales, metapeschaniacs, quartzites of the Pescovotundra series; 8 – gneiss of the Lebyazhinsky series; 9 – enderbites, granites, granodiorites, monzodiorites; 10 – tonalites, granodiorites, granites; 11 – projections of faults; 12 – numbers and places of sampling. On the insert is a tectonic zoning diagram of the northern part of the Kola subprovince of the Baltic Shield. Megablocks: I – Murmansk, II – Kola–Norwegian, III – Keivy, IV – Imandra–Varzuga Karelid zone. The dotted line delineates the plume–induced manifestations of high–temperature metamorphism, magmatism and sedimentation in the range of ≈ 2.79 –2.5 billion years (Mints, Eriksson, 2016).

сыщенным алюминием, содержащим повышенные концентрации Rb, Cs, Th, Nb, U, Zr, Hf, Y, редкоземельных элементов (РЗЭ), и соответствуют гранитам A_2 -типа (Ебу, 1992). Известково–щелочные граниты представлены перглиноземистыми гранитами I-типа и, по сравнению со щелочными гранитами, характеризуются более высокими концентрациями Al_2O_3 , MgO, CaO, TiO_2 и более низкими – крупноионных литофильных (Cs, Rb, K), высокозарядных (Y, Zr, Hf), редкоземельных и радиоактивных элементов.

Образование пород провинции предполагается в режиме тектономагматической активизации неархейской протоплатформы. При декомпрессии и плавлении вещества плюма образованы значительные объемы базальтовых магм, внедрявшихся в породы различных уровней разреза континентальной коры. Пространственная и возрастная связь пород основного и щелочного состава позволяет предполагать возникновение исходных расплавов гранитоидов провинции в результате дифференциации толеит–базальтовых магм нормаль-

ной или повышенной щелочности (Батиева, 1976; Зозуля и др., 2007; Balagansky et al., 2021) или в результате плавления пород нижней и средней коры при андерплейтинге в них базитовых магм плюмового генезиса (Ветрин, Белоусова, 2021). Поскольку микроэлементы магматических цирконов отражают состав и условия кристаллизации исходных магм (Levashova et al., 2023), а изотопный состав Hf позволяет оценить вклад мантийного и корового компонентов в состав циркона (Griffin et al., 2002; Belousova et al., 2006), нами выполнено определение концентраций элементов примесей и проведено сопоставление изотопного и редкоэлементного состава циркона из гранитоидов НКЩП.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Циркон из пяти образцов пород, представляющих все главные типы гранитоидов НКЩП (табл. 1), выделен в тяжелых жидкостях в ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты. Зерна цирконов впрессовывались в эпоксидную смолу, шлифовались и полировались приблизительно на половину своей толщины. Концентрации редких элементов (РЭ) в кристаллах циркона определены на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН, г. Ярославль). Точки для анализов выбирались при помощи оптических и катодолюминесцентных (CL) снимков. Размер кратера не превышал 20 мкм, относительная ошибка измерений для преобладающей части элементов установлена в 10–15%, порог обнаружения элементов составлял 10 мг/т. Определения концентраций РЭ сделаны в тех же точках или в непосредственной близости от мест локализации выполненных ранее и опубликованных определений U-Pb возраста (Ветрин, Родионов, 2009) и Lu-Hf изотопного состава циркона (Ветрин, 2018; Ветрин, Кременецкий, 2020; Ветрин, Белоусова, 2021). Определение количества мантийного компонента в цирконах (Xm, %) выполнено по методике, изложенной в работе (Ветрин, Белоусова, 2021).

МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ КРИСТАЛЛОВ

Во всех изученных образцах бесцветные, светло-коричневые, розоватые прозрачные или полупрозрачные в проходящем свете кристаллы циркона размером 0.05–3.0 мм образованы главным образом комбинацией граней {110} и {111}. Удлиненность кристаллов (l/h) варьируется от 5 до 1 с ее уменьшением от известково-щелочных гранитов Марьинского массива и субщелочных гранитов Кукшинского массива (2.1–5.0, среднее 3.2) к щелочным гранитам массива Белые Тундры (2.1–3.3, среднее 2.7) и Понойского (1.0–3.0, среднее 2.0) массивов. А-граниты содержат повышенные концентрации Zr, и цирконы в этих породах кристалли-

зовались на протяжении всей магматической стадии (Ветрин, Кременецкий, 2020). По морфологии, окраске на CL-снимках и составу во всех образцах установлены два главных типа циркона неархейского возраста, обозначенных как циркон-1 и циркон-2. В щелочных гранитах Понойского массива ядра циркона неархейского возраста окружены оболочками палеопротерозойского циркона-3 и содержат единичные включения циркона-4.

Циркон-1 и циркон-2 представлены обособленными зернами или частями единых кристаллов, различающихся по цвету, структуре и составу образующих индивидов. Циркон-1 слагает монокристаллы или главным образом центральные части сложных по строению зерен и имеет в катодолюминесценции более светлую окраску и тонкополосчатую ростовую осцилляционную зональность. Для циркона-2, обычно находящегося в промежуточных и краевых частях кристаллов, свойственна более темная серая окраска (рис. 2). В направлении от центра зерен, сложенных цирконом-1, к их краевым частям на CL-снимках прослеживается неравномерное, часто зональное распределение серой окраски с постепенным увеличением ее интенсивности в периферических частях кристаллов. В этом же направлении часто происходит увеличение размера зон роста кристаллов от 5–10 до 50–100 мкм при уменьшении четкости их границ. В некоторых зернах наблюдается чередование светлых и темных зон роста с резкими границами между зонами. Обособленные кристаллы циркона-2 характеризуются слабопроявленной зональностью или имеют однородное строение. В некоторых кристаллах циркона-2 обнаруживаются реликты циркона-1, имеющие повышенный рельеф и более яркую окраску по сравнению с окружающим цирконом-2. Циркон-3 образует незональные оболочки толщиной ≤100 мкм во внешних частях неархейских кристаллов циркона из щелочных гранитов Понойского массива. Границы оболочек, имеющих в катодолюминесценции темную окраску, резкие, часто неровные, извилистые. В некоторых зернах ядра “разбиты” трещинами на отдельные фрагменты, сцементированные веществом оболочки. В цирконе-1 из щелочных гранитов Понойского массива установлены два включения унаследованных изометричных зерен циркона-4 размером 50–100 мкм с округлыми, местами прямолинейными ограничениями.

РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ЦИРКОНА

В изученных образцах концентрации редких элементов определены в 25 точках циркона-1, в том числе в 2 включениях циркона-4 и 25 точках циркона-2 (табл. 2). Спектры РЗЭ, нормированные по хондриту CI (Sun, McDonough, 1989), показаны на рис. 3. Редкоэлементный состав циркона-2 и цир-

Таблица 1. Химический состав образцов гранитоидов, из которых выделялся циркон (главные компоненты – в мас. %, элементы-примеси – в ppm)**Table 1.** Chemical composition of granitoid samples, of which zircon was released (main components in wt %, trace elements in ppm)

Компонент	5/89	13/06	2/06	8/06	29/90
SiO ₂	67.69	71.27	71.23	73.87	76.35
TiO ₂	0.79	0.5	0.45	0.32	0.21
Al ₂ O ₃	12.89	13.17	12.19	11.29	10.16
Fe ₂ O ₃	2.05	0.53	1.13	0.43	1.70
FeO	3.72	3.91	4.02	3.55	1.23
MnO	0.09	0.06	0.07	0.08	0.04
MgO	0.66	0.56	0.24	0.10	0.06
CaO	1.8	1.66	1.46	0.81	0.37
Na ₂ O	4.4	2.94	3.42	3.56	3.29
K ₂ O	4.31	4.09	4.34	4.76	5.18
H ₂ O ⁻	0.1	0.13	0.17	0.11	0.20
H ₂ O ⁺	0.91	0.49	0.67	0.50	0.62
Zr	506	247	633	547	700
Nb	15	15	19	20	42
Th	12	15	22	40	40
La	76.5	42.3	104	98.7	135
Ce	157	94.6	222	214	254
Pr	18.9	9.83	25.5	24.1	Н.о.
Nd	71.0	36.5	94.3	84.9	110
Sm	13.2	6.58	17.4	16.1	17.3
Eu	1.99	0.72	1.80	1.20	0.93
Gd	11.2	5.80	16.1	14.0	Н.о.
Tb	1.70	0.83	2.55	2.19	2.70
Dy	9.80	4.63	15.2	13.4	Н.о.
Ho	2.01	0.94	3.01	2.70	Н.о.
Er	5.69	2.55	8.22	7.75	Н.о.
Tm	0.87	0.38	1.18	1.18	Н.о.
Yb	5.63	2.25	7.34	7.44	9.40
Lu	0.87	0.35	1.14	1.15	1.40

Примечание. Образцы: 5/89 – авгит-ферроэденитовый кварцевый сиенит АЛМГ, 13/06 – роговообманково-биотитовый известково-щелочной гранит Марьёкского массива, 2/06 – порфировидный геденбергит-ферроэденитовый гранит Кукшинского массива, 8/06 – порфировидный эгирин-арфведсонитовый гранит массива Белые Тундры, 26/90 – среднезернистый гнейсовидный эгирин-арфведсонитовый гранит Понойского массива.

Места отбора образцов – см. рис. 1.

Главные компоненты определены в химлаборатории ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты), элементы-примеси – в ФГБУ ИМГРЭ (г. Москва) методом ICP-MS на приборе Elan 6100.

Note. Samples: 5/89 – augite-ferroedenite quartz syenite ALMG, 13/06 – hornblende-biotite calc-alkaline granite of the Maryok massif, 2/06 – porphyritic hedenbergite-ferroedenite granite of the Kuksha massif, 8/06 – porphyritic aegirine-arfvedsonite granite of the White Tundra massif, 26/90 – medium-grained gneissic aegirine-arfvedsonite granite of the Ponoj massif.

Sampling locations see Fig. 1.

The main components were determined in the chemical laboratory of the Geological Institute of the KSC RAS (Apatity), trace elements – at the IMGRE (Moscow) by the ICP-MS method on the Elan 6100 equipment.

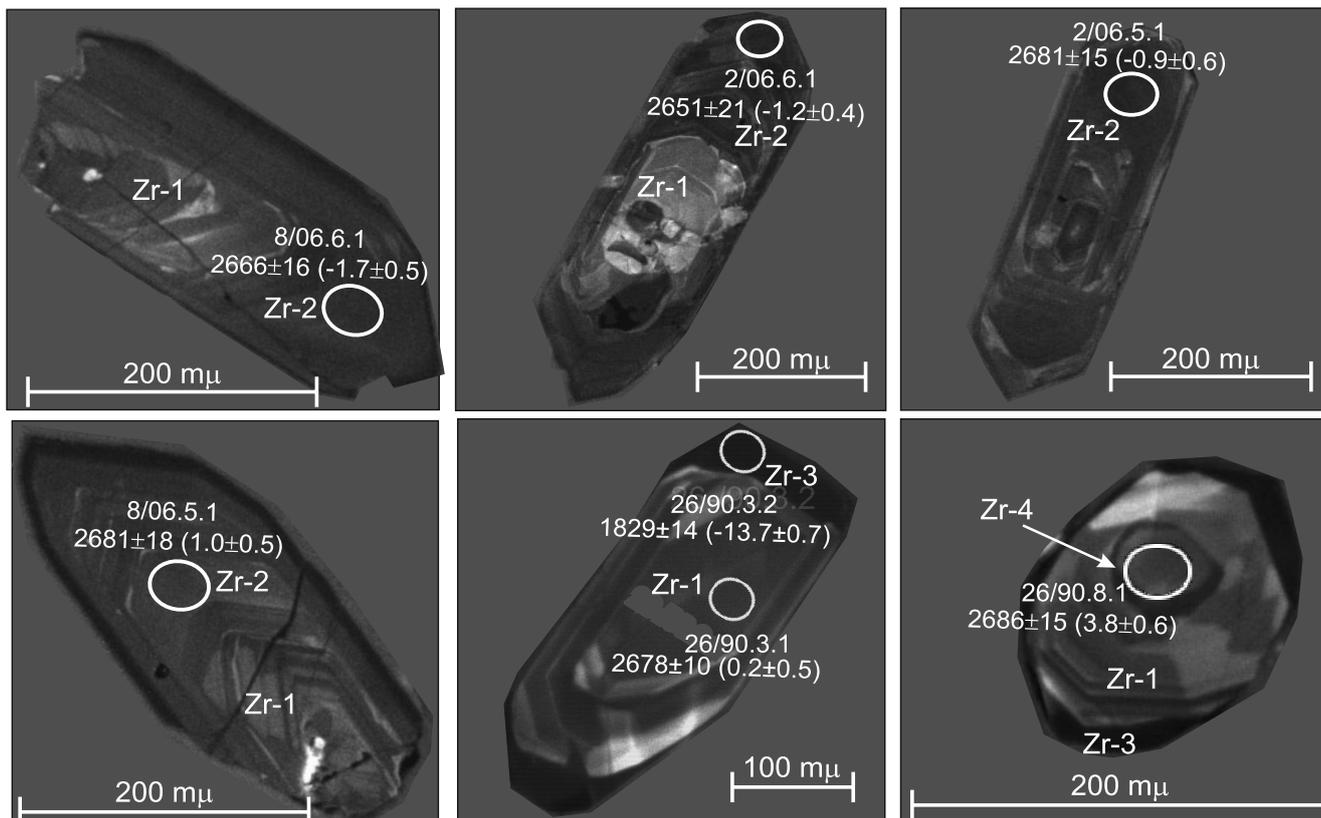


Рис. 2. Морфология кристаллов и CL-снимки циркона-1 (Zr-1), циркона-2 (Zr-2), циркона-3 (Zr-3) и циркона-4 (Zr-4).

Окружностями показаны места и результаты определения состава элементов примесей, возраста по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (млн лет) и ϵHf (в скобках).

Fig. 2. Morphology of crystals and CL-images of zircon-1 (Zr-1), zircon-2 (Zr-2), zircon-3 (Zr-3), and zircon-4 (Zr-4).

The circles show the places and results of determining the composition of the trace elements, age by isotope ratio $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and ϵHf (in brackets).

циркона-3 из обр. 26/90 приведен по данным (Балашов, Скублов, 2011), их изотопный состав – по (Ветрин, Кременецкий, 2020). Характеристика циркона выполнена в соответствии с уменьшением возраста вмещающих гранитоидов, установленном по геологическим данным и результатам U-Pb датирования циркона из пород НКЩП (Ветрин, Родионов, 2009).

Циркон из кварцевого сиенита АЛМГ (обр. 5/89, см. рис. 3а). Циркон-1 из кварцевого сиенита имеет пониженные концентрации La (0.05–0.23 г/т) и повышенные значения отношений $(\text{Lu}/\text{La})_N$ и $(\text{Sm}/\text{La})_N$ (средние 4040 и 66 соответственно). Кристаллам свойственны особенности состава, характерные для магматических цирконов: существенное превышение концентраций тяжелых РЗЭ над легкими (средние 670 и 23 г/т соответственно), отчетливо проявленные положительные Ce- и отрицательные Eu-аномалии (30.8 и 0.10 соответственно). Графики нормированных

содержаний РЗЭ имеют крутой наклон от Lu к La и находятся в области составов магматического циркона из А-гранитов. Концентрации Th и U составляют 37–142 и 132–422 г/т соответственно ($\text{Th}/\text{U} = 0.28\text{--}0.81$, среднее 0.40) и определяют расположение точек состава на диаграммах в координатах $\text{Th}/\text{U}\text{--}\text{Nb}/\text{Hf}$ и $\text{Th}_N\text{--}\text{Nb}_N$ также в поле циркона из А-гранитов (рис. 4). Концентрация Ti в цирконе-1 8–71 г/т. Величина $\epsilon\text{Hf}(\text{T})$ варьируется от –3.1 до 1.4, возраст циркона-1, определенный по изотопным отношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, составляет 2675–2695 млн лет.

Циркон-2, по сравнению с цирконом-1, имеет в 1.5–2 раза более высокое содержание легких РЗЭ, обогащен тяжелыми РЗЭ и другими совместимыми с цирконом элементами (Y, Th, U), а также некоторыми неформульными элементами-примесями – P, Nb, Ti, Ca, Ba, Sr. Спектры распределения РЗЭ имеют более пологую конфигурацию левой части кривых ($(\text{Sm}/\text{La})_N$ от 0.8 до 15.9, среднее 6.2),

Таблица 2. Концентрации редких элементов в цирконе из гранитоидов НКЦП, г/т
Table 2. Concentrations of trace elements in zircons from granitoids of NKAP, ppm

Компонент	Обр. 5/89, кварцевый сиенит АЛМГ										Обр. 13/06, известково-щелочной гранит Марьинского массива										
	Циркон-1					Циркон-2					Циркон-1					Циркон-2					
	1.1	4.1	7.1	9	10	2.1	3.1	3.2	5.1	6.1	8.1	1.1	3.1	4.1	5.1	6.1	7.1	2.1	8.1	9.1	10.1
La	0.08	0.23	0.18	0.05	0.23	22.7	12.1	6.77	7.80	2.30	1.11	0.11	0.23	0.82	0.57	0.57	1.38	6.72	2.98	16.0	14.1
Ce	17.6	15.0	18.4	24.6	20.6	58.2	78.5	29.5	46.6	36.1	31.7	22.8	20.9	21.5	21.0	22.4	27.2	69.8	31.1	28.7	54.1
Pr	0.21	0.14	0.55	0.14	0.26	8.51	4.75	1.43	2.94	2.28	1.17	0.18	0.61	0.68	0.62	0.48	1.32	5.45	2.80	5.19	6.76
Nd	1.99	1.68	7.81	2.03	3.24	40.1	22.9	9.7	19.0	20.7	11.4	1.71	9.42	4.94	6.03	4.49	9.27	44.9	26.4	19.3	45.6
Sm	3.08	2.88	10.3	4.31	4.45	11.1	11.5	7.63	16.5	19.5	11.0	3.51	14.9	5.22	7.90	5.11	9.53	30.7	16.0	4.65	25.6
Eu	0.26	0.20	0.73	0.27	0.43	0.62	0.60	0.53	1.34	1.61	0.86	0.33	1.10	0.54	0.85	0.75	1.36	3.45	5.50	0.40	6.58
Gd	16.0	15.7	44.9	25.5	24.1	30.8	42.0	22.9	55.8	74.5	49.4	22.1	71.1	21.0	42.2	23.8	25.8	78.9	30.5	16.6	55.5
Dy	61.9	68.8	146	116	100	94.4	146	78.1	184	259	173	91.0	250	85.1	178	107	92.6	259	91.5	67.4	127
Er	116	136	267	249	210	163	259	143	375	494	311	187	425	160	324	210	165	459	195	129	231
Yb	179	209	439	372	320	244	355	227	667	789	521	303	584	258	503	347	275	661	331	215	412
Lu	26.8	31.6	73.0	55.3	48.4	36.4	53.8	38.3	105	130	84.9	45.3	83.7	38.6	71.7	51.5	41.3	95.2	47.9	31.7	64.8
P	108	127	263	124	90.0	248	731	104	217	228	161	264	320	619	599	589	306	421	402	435	1140
Ca	6.33	185	24.1	4.11	99.4	179	123	22.5	30.8	12.0	16.8	377	452	554	766	881	507	456	603	688	887
Ti	13.1	71.4	16.4	8.21	11.0	62.5	10.2	16.6	69.2	26.7	29.2	12.0	30.0	34.5	15.7	18.0	42.2	30.5	21.7	598	90
Sr	0.29	0.63	0.68	0.41	0.58	0.66	0.52	0.46	1.17	0.95	0.39	3.04	3.83	4.31	7.02	6.28	2.09	2.48	4.09	5.52	3.69
Y	707	899	1587	1287	1132	1086	1526	859	2207	2947	2094	1048	2453	1011	2060	1271	970	2563	1060	886	1501
Nb	88.5	45.0	22.2	26.0	24.4	40.4	27.4	17.1	47.1	46.1	46.6	67.6	52.0	36.5	38.9	54.0	39.1	61.4	78.9	47.9	32.1
Ba	0.82	4.95	2.11	1.17	1.14	2.04	1.04	1.33	3.39	2.05	4.04	2.81	3.15	3.78	5.39	4.02	2.76	3.42	3.14	9.07	5.30
Hf	6497	7077	9651	11342	10449	6640	7386	7676	11326	11061	8415	10854	8061	7689	9776	10440	7983	10660	11948	7127	12145
Th	36.8	56.0	105	142	86.4	47.7	92.6	42.4	463	289	167	95.5	102	66.0	110	116	73.1	216	150	53	160
U	132	187	130	422	292	145	235	157	382	378	225	295	255	171	284	344	204	587	549	156	404
Th/U	0.28	0.30	0.81	0.34	0.30	0.33	0.39	0.27	1.21	0.76	0.74	0.32	0.40	0.39	0.39	0.34	0.36	0.37	0.27	0.34	0.40
Eu/Eu*	0.11	0.09	0.10	0.08	0.13	0.10	0.08	0.12	0.13	0.13	0.11	0.11	0.10	0.16	0.14	0.21	0.26	0.21	0.76	0.14	0.53
Ce/Ce*	32.3	19.9	14.3	67.0	20.4	1.01	2.51	2.30	2.36	3.82	6.74	38.7	13.5	6.97	8.52	10.3	4.88	2.79	2.61	0.76	1.34
ΣREE	423	481	1008	849	732	710	986	564	1481	1829	1196	677	1461	596	1156	772	651	1714	781	534	1043
ΣLREE	19.9	17.0	27.0	26.8	24.3	129	118	47.5	76.3	61.4	45.4	24.8	31.1	27.9	28.2	28.0	39.2	126.8	63.3	69.1	120.4
ΣHREE	400	461	970	818	703	569	855	509	1387	1747	1139	648	1414	562	1119	738	601	1553	696	460	890
(Lu/La) _N	3148	1329	3980	9740	2002	15.5	42.9	54.5	130.2	546	738	3811	3551	454	1202	864	289	136	155	19.1	44.4
(Lu/Gd) _N	13.6	16.3	13.2	17.6	16.3	9.56	10.4	13.5	15.3	14.2	13.9	16.6	9.52	14.9	13.8	17.5	12.9	9.76	12.7	15.5	9.45
(Sm/La) _N	60.3	20.1	93.8	126	30.6	0.78	1.52	1.80	3.39	13.5	15.9	49.2	104.8	10.2	22.0	14.3	11.1	7.31	8.62	0.47	2.92
T, млн лет	2695	2688	2675	H.o.	H.o.	2668	2658	2698	2659	2680	2674	2651	2672	2689	2686	2681	2677	2666	2663	2671	2656
±1σ	24	10	14	H.o.	H.o.	11	11	13	11	13	10	11	16	22	13	13	23	9	12	17	11
εHf(T)	1.4	-1.9	-3.1	H.o.	H.o.	-0.6	1.1	0.6	-3.0	1.6	-1.4	-0.1	1.6	0.6	0.2	1.1	0.4	-0.7	-0.1	0.13	-0.7
±1σ	0.6	0.7	0.9	H.o.	H.o.	0.7	0.6	0.5	0.6	0.9	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.3	0.4	0.3
Xm, %	40	12	1.4	H.o.	H.o.	23	38	33	2.6	42	16	27	42	33	30	37	32	22	28	29	22

Таблица 2. Окончание
Table 2. Ending

Компонент	Обр. 2/06, субщелочной гранит Кукшинского массива										Обр. 8/06, щелочной гранит массива Белые Тундры										Обр. 26/90, щел. гранит Понойского массива		
	Циркон-1					Циркон-2					Циркон-1					Циркон-2					Цир-кон-1	Цир-кон-2	Включения в цирконе-1 (циркон-4)
	2.1	9.1	1.1	3.1	4.1	5.1	6.1	7.1	8.1	10.1	1.1	4.1	6.1	7.1	10.1	2.1	5.1	8.1	9.1	6.1	5.1	8.1	9.1
La	0.23	0.21	10.3	144	92.7	33.5	100	2.2	145	11.3	4.37	2.32	1.38	0.64	1.74	65	218	130	11	2.28	14.5	0.88	45.1
Ce	22.3	20.5	334	139	594	287	272	31.8	652	79.8	33.1	21.0	19.4	22.5	21.9	174	398	295	30	16.9	68.9	32.0	347
Pr	0.47	0.17	8.27	30.2	25.4	24.5	38.7	1.28	51.1	4.88	1.98	0.76	0.60	0.36	0.76	21.1	46.9	42.7	4.20	1.48	5.76	1.35	27.6
Nd	7.77	1.90	47.4	143	119	123	206	7.23	245	27.5	9.53	8.77	6.45	2.94	6.12	100	160	194	18.5	6.20	28.1	14.4	138
Sm	12.2	3.30	28.8	48.8	37.5	61.8	84.1	5.24	77.1	12.7	8.55	12.7	10.8	4.70	8.12	28.3	20.6	45.5	9.14	3.19	14.3	19.5	94.9
Eu	0.76	0.36	3.21	5.13	4.46	9.14	10.2	0.65	4.91	1.46	1.01	1.22	1.11	0.47	0.71	1.91	1.55	2.01	0.81	0.21	0.98	1.18	9.91
Gd	56.2	19.9	60.4	106	66.5	91.7	153	17.5	123	36.2	37.04	61.6	57.6	28.4	39.6	70.0	75.4	84.3	28.1	6.75	36.3	71.9	204
Dy	192	92.6	142	215	134	150	237	73.2	228	96.7	159	244	220	117	160	161	176	164	113	40	120	225	510
Er	341	180	237	344	215	139	307	132	365	177	313	420	412	227	282	276	331	269	205	137	194	394	611
Yb	502	275	354	489	325	189	470	214	540	284	441	567	569	323	392	386	455	374	298	237	300	535	664
Lu	72.7	43.7	54.3	70.6	50.1	32.4	67.8	31.4	78.0	43.9	59.5	81.3	76.5	46.0	55.8	55.0	60.7	54.7	40.0	27.9	45.6	80.4	80.2
P	277	249	230	275	513	260	518	242	258	224	241	436	421	164	273	861	424	646	165	219	199	138	247
Ca	596	335	575	434	2312	916	1577	1615	608	376	789	631	838	370	1171	2644	1715	1000	898	25.5	151	9.48	256
Ti	8.89	14.9	20.0	13.1	95.1	497	82.5	57.5	38.0	82.8	44.7	27.0	32.3	32.6	576.5	453	401	72.0	318	6.68	19.57	28.2	1784
Sr	4.54	2.93	4.36	4.48	18.3	7.12	12.0	8.17	3.62	3.34	5.26	5.61	6.81	2.25	7.78	13.1	14.7	5.82	5.42	0.27	4.23	0.28	18.3
Y	1966	1065	1389	2020	1339	1021	1987	955	2029	948	1768	2489	2430	1268	1774	1628	2031	1583	1287	591	1180	2098	4157
Nb	17.8	38.6	27.9	27.6	51.4	12.9	34.1	22.2	31.0	32.8	48.5	36.4	42.9	43.7	26.4	26.7	18.7	45.4	46.8	58.6	14.9	50.3	306
Ba	3.61	2.54	4.94	7.41	11.3	11.0	14.5	4.40	6.38	6.38	5.34	5.06	5.19	2.09	5.76	16.7	15.7	6.08	5.88	2.89	1.17	1.86	162
Hf	9907	11917	10238	9500	11386	6706	10440	6397	11361	13038	8205	7869	8006	7533	6341	6554	6373	7544	5539	13057	7245	9699	10305
Th	109	75.2	107	135	146	173	187	70.3	230	102	80.4	100	94.5	79.9	80.7	79	92	92	80	28.7	79.5	129	135
U	230	217	297	376	468	236	603	227	598	366	286	282	308	265	236	232	282	219	226	1194	229	295	532
Th/U	0.47	0.35	0.36	0.36	0.31	0.73	0.31	0.31	0.38	0.28	0.28	0.36	0.31	0.30	0.34	0.34	0.33	0.42	0.36	0.02	0.35	0.44	0.25
Eu/Eu*	0.09	0.14	0.23	0.22	0.27	0.37	0.28	0.21	0.15	0.21	0.17	0.13	0.14	0.12	0.12	0.13	0.12	0.10	0.15	0.14	0.13	0.10	0.22
Ce/Ce*	16.6	25.9	8.76	0.51	2.97	2.42	1.06	4.60	1.83	2.60	2.72	3.83	5.15	11.34	4.60	1.14	0.95	0.96	1.06	2.23	1.82	7.08	2.38
ΣREE	1207	638	1279	1735	1663	1141	1948	516	2510	775	1068	1421	1374	773	969	1338	1942	1655	758	479	829	1376	2731
ΣLREE	30.8	22.8	400	456	831	468	618	42.4	1093	123	48.9	32.8	27.8	26.4	30.5	360	823	662	63.7	26.9	117	48.7	557
ΣHREE	1164	612	847	1225	790	602	1236	468	1335	638	1010	1374	1335	741	930	948	1098	946	684	449	697	1307	2069
(Lu/La) _N	3100	1996	50.9	4.74	5.20	9.31	6.52	140	5.20	37.5	131	337	535	693	310	8.21	2.69	4.05	34.7	118	30.3	877	17.1
(Lu/Gd) _N	10.5	17.8	7.28	5.39	6.09	2.86	3.58	14.5	5.12	9.80	13.0	10.7	10.7	13.1	11.4	6.36	6.51	5.25	11.5	33.5	10.2	9.05	3.18
(Sm/La) _N	86.6	25.1	4.48	0.54	0.65	2.95	1.34	3.87	0.85	1.80	3.1	8.8	12.5	11.8	7.49	0.70	0.15	0.56	1.32	2.24	1.58	35.4	3.37
T, млн лет	2707	2675	2646	2650	2678	2681	2651	2672	2682	2679	2686	2683	2666	2660	2684	2669	2681	2685	2660	2670	2660	2686	2661
±1σ	16	17	14	20	16	15	21	26	13	17	16	16	16	16	15	15	18	16	15	18	13	15	28
εHf(T)	-0.1	0.7	-2.9	H.o.	1.1	-0.9	-1.2	-0.2	1.1	-0.3	-0.8	1.0	-1.7	-1.3	0.1	-1.1	1.0	-0.5	-1.0	-0.4	-0.4	3.8	3.6
±1σ	0.7	0.5	0.6	H.o.	0.5	0.6	0.4	0.5	0.4	0.5	0.7	0.5	0.5	0.6	0.6	0.6	0.5	0.6	0.5	0.6	0.5	0.6	0.8
Xm, %	27	34	3.5	H.o.	38	21	18	27	37	26	22	37	14	17	29	19	37	24	20	25	25	61	59

Примечание. Определенные возрасты выполнены по изотопному отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb (Ветрин, Родионов, 2009). Xm, % = 100(3.3 + εHf(T))/11.7 (Ветрин, Белоусова, 2021). Результаты выполненных ранее анализов циркона из обр. 26/90 приведены в (Балашов, Скублов, 2011).

Note. The age was determined from the ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb isotope ratio (Vetrin, Rodionov, 2009). Results of previous zircon analyses from the sample 26/90 are given in (Balashov, Skublov, 2011). X_m, % = 100(3.3 + εHf(T))/11.7 (Vetrin, Belousova, 2021).

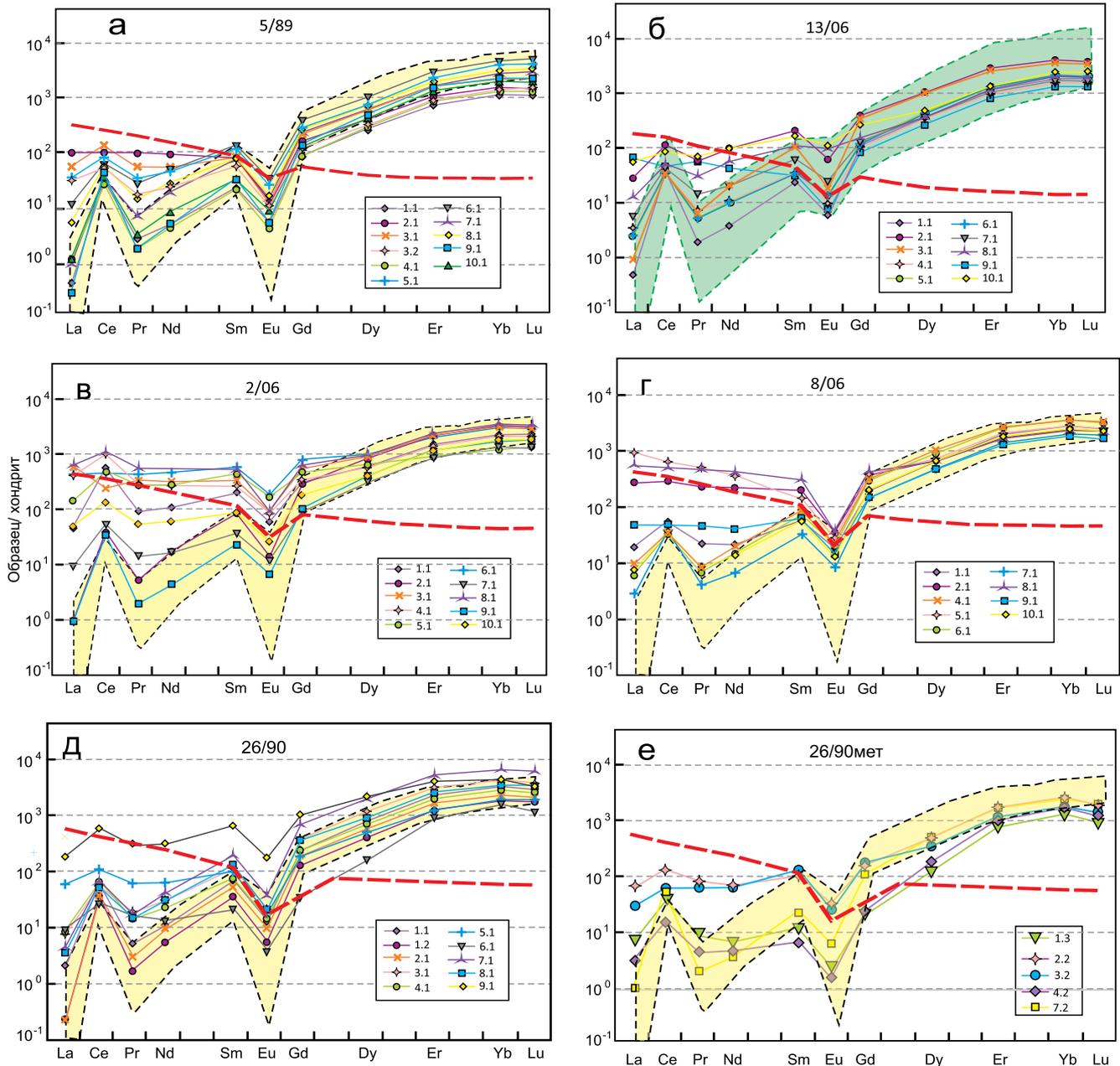


Рис. 3. Спайдер-диаграммы нормированных по хондриту (Sun, McDonough, 1989) концентраций редких элементов в цирконе из кварцевого сиенита АЛМГ (а; обр. 5/89), известково-щелочного гранита ММ (б; обр. 13/06), субщелочного гранита КМ (в; обр. 2/06), щелочных гранитов БТ (г; обр. 8/06) и ПМ (д; обр. 26/90), в цирконе-3 из щелочного гранита ПМ (е; обр. 26/90 мет).

Желтым цветом обозначены области составов циркона из А-гранитов, зеленым – из I-гранитов (обр. 13/06), по (Wang et al., 2012). Цифры у значков соответствуют номерам образцов в табл. 2. Красной пунктирной линией показан состав РЗЭ в гранитах каждого образца. Здесь и в дальнейшем помимо результатов, приведенных в табл. 2, при построении диаграмм использованы данные из (Балашов, Скублов, 2011; Ветрин, 2018; Ветрин, Кременецкий, 2020; Ветрин, Белоусова, 2021).

Fig. 3. Spider diagrams of chondrite-normalized (Sun, McDonough, 1989) concentrations of trace elements in zircon from quartz syenite ALMG (a; sample 5/89), calc-alkaline granite MM (б; sample 13/06), subalkaline granite KM (в; sample 2/06), alkaline granites БТ (г; sample 8/06) and ПМ (д; sample 26/90), in zircon-3 from alkaline granite ПМ (е; sample 26/90 met).

Areas of zircon composition from A-granites are marked in yellow, and zircons from I-granites (sample 13/06) are marked in green, after (Wang et al., 2012). The numbers at the icons correspond to the sample numbers in Table 1 and Fig. 3. Hereinafter, in addition to the results given in Table 2, data from (Balashov, Skublov, 2011; Vetrin, 2018; Vetrin, Kremenetskii, 2020; Vetrin, Belousova, 2021) were used in constructing the diagrams.

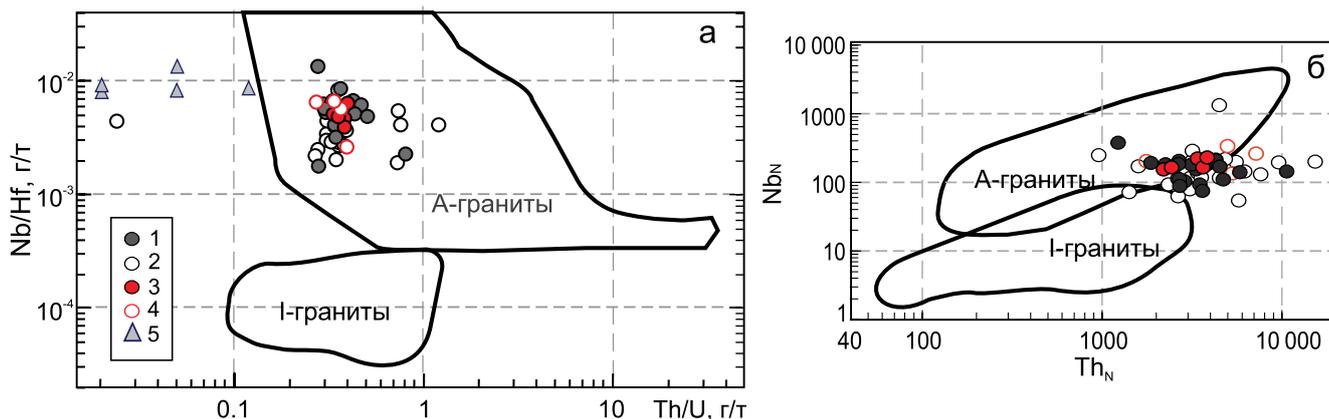


Рис. 4. Диаграммы классификации цирконов из А- и I-гранитов.

а – в координатах Th/U–Nb/Hf, по (Hawkesworth, Kemp, 2006); б – в координатах Th_N–Nd_N (Nardi et al., 2013). 1, 2 – циркон-1 и циркон-2 соответственно из А-гранитов (обр. 5/89, 2/06, 8/06, 26/90); 3, 4 – циркон-1 и циркон-2 из I-гранитов (обр. 13/06); 5 – метаморфогенный циркон (обр. 26/90мет). Нормирование выполнено по (Sun, McDonough, 1989).

Fig. 4. Zircon classification diagrams from A- and I-granites.

а – in Th/U–Nb/Hf coordinates, according to (Hawkesworth, Kemp, 2006); б – in Th_N–Nd_N coordinates (Nardi et al., 2013). 1, 2 – zircon-1 and zircon-2 respectively of A-granites (samples 5/89, 2/06, 8/06, 26/90); 3, 4 – zircon-1 and zircon-2 respectively of I-granites (sample 13/06); 5 – metamorphogenic zircon (sample 26/90met). Normalization was performed according to (Sun, McDonough, 1989).

и редуцированную Ce-аномалию ($Ce/Ce^* = 1.0–6.7$, среднее 3.1). По концентрациям La и величине отношения $(Sm/La)_N$ точки составов изученных кристаллов располагаются в полях составов “пористых” или “гидротермальных” цирконов (рис. 5), образование которых предполагается как в процессе кристаллизации насыщенных флюидом расплавов кремнекислого и среднего состава, так и в результате гидротермальной переработки первично магматических цирконов (Hoskin, Schaltegger, 2003; Hoskin, 2005; Смолькин и др., 2020). Величина отношения Th/U находится в пределах 0.27–1.21 (среднее 0.62) и соответствует его значениям в цирконе из магматических пород (≥ 0.5 (Hoskin, Schaltegger, 2003)). Значения $\epsilon_{Hf}(T)$ и возраст циркона-2 в пределах ошибок определения близки таковым в цирконе-1.

Циркон из известково-щелочного гранита Марьинского массива (обр. 13/06; см. рис. 3б). Циркон-1 из известково-щелочного гранита близок по составу циркону-1 из кварцевого сиенита АЛМГ, но отличается от последнего на 10–15% более высоким содержанием тяжелых (Gd–Lu) и легких (La–Nd) лантаноидов (средние 847 и 30 г/т соответственно), повышенными концентрациями Y, P, Nb, Ca, Sr, Ba. Для него характерны пониженные значения отношений $(Lu/La)_N$ и $(Sm/La)_N$ (средние 1695 и 35), менее выраженные Ce- и Eu-аномалии, вследствие чего спектры РЗЭ циркона-1 имеют более пологую конфигурацию и располагаются в поле составов I-гранитов. В то же время для рассматриваемого циркона-1 установлены

повышенные концентрации Nb (37–68 г/т, среднее 48 г/т) и Th (66–116 г/т, среднее 92 г/т) и на рис. 4 точки его состава находятся в поле составов циркона из А-гранитов. Концентрации U составляют 171–344 г/т, и пониженная, по сравнению с цирконами магматического генезиса, величина отношения Th/U (0.32–0.40, среднее 0.34) обусловлена, вероятно, воздействием на циркон палеопротерозойского метаморфизма с сопутствующим привнесением урана. Содержание Ti в цирконе-1 составляет 12–42 г/т. Возраст циркона-1, установленный по изотопным отношениям $^{207}Pb/^{206}Pb$, составляет 2651–2689 млн лет, величина $\epsilon_{Hf}(T)$ варьируется от –0.1 до 1.6.

Циркон-2, по сравнению с цирконом-1, имеет более высокие концентрации легких РЗЭ (средние 95 и 30 г/т соответственно) при близких концентрациях тяжелых лантаноидов (средние 900 и 847 г/т) и характеризуется повышенным содержанием P, Hf, Th, Nb, Ti, U, Ca, Ba. Спектры РЗЭ имеют пологую конфигурацию со слабопроявленными Ce-аномалией ($Ce/Ce^* = 0.8–2.8$, среднее 1.9), Eu-минимумом ($Eu/Eu^* = 0.14–0.76$, среднее 0.41) и располагаются в верхней части поля составов I-гранитов. Циркон-2 характеризуется повышенными концентрациями La и пониженными значениями отношения $(Sm/La)_N$, определяющими положение точек состава в поле гидротермально измененных “пористых” цирконов, и по величине отношений Th/U и Nb/Hf соответствует циркону из А-гранитов. Концентрация Ti варьируется от 22 до 31 г/т. Для двух образцов (9.1, 10.1) установлены бо-

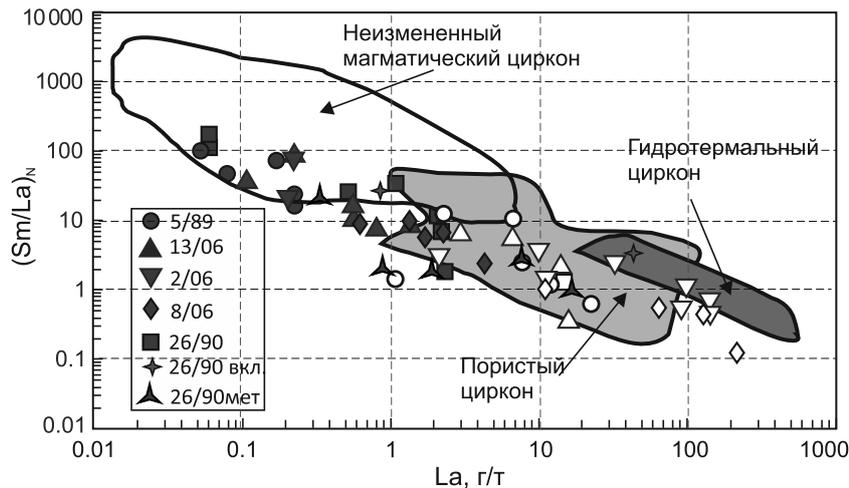


Рис. 5. Состав циркона в координатах La–(Sm/La)_N.

Залитые значки – циркон-1, незалитые – циркон-2; 26/90 вкл – включения в цирконе-1 обр. 26/90. Поля составов циркона – по (Смолькин и др., 2020).

Fig. 5. Composition of zircon in coordinates La–(Sm/La)_N.

Filled marks – zircon-1, not filled – zircon-2; 26/90 вкл – inclusions in zircon-1 sample 26/90. Zircon composition fields – after (Smolkin et al., 2020).

лее высокие содержания титана – 90 и 598 г/т, коррелируемые с повышенными концентрациями в них кальция (688 и 887 г/т соответственно). Наличие указанной корреляции позволяет предполагать привнос рассматриваемых элементов в процессе гидротермального изменения цирконов (Geisler, Schleicher, 2000; Romano et al., 2004). Возраст циркона-2 составляет 2656–2671 млн лет, $\epsilon\text{Hf}(T)$ изменяется от -0.7 до 0.1 .

Циркон из субщелочного гранита Кукшинского массива (обр. 2/06; рис. 3в). Редкоэлементный состав циркона-1 из субщелочного гранита представлен результатами двух анализов. По концентрации характерных редких элементов и их соотношению ($\text{La} = 0.21\text{--}0.23$ г/т, $\text{Nb} = 18\text{--}39$ г/т, $(\text{Lu/La})_N = 1996\text{--}3100$, $\text{Ce/Ce}^* = 17\text{--}26$, $\text{Eu/Eu}^* = 0.09\text{--}0.14$, $\text{Th/U} = 0.35\text{--}0.47$) циркон-1 близок составу магматических цирконов из образцов кварцевых сиенитов и известково-щелочных гранитов, и на диаграммах рис. 3, 4 точки его состава располагаются в полях составов магматических цирконов из А-гранитов. Возраст циркона, установленный по изотопным отношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, составляет 2675 и 2707 млн лет, $\epsilon\text{Hf}(T)$ изменяется от -0.1 до 0.7 .

Результаты определения редкоэлементного состава восьми кристаллов циркона-2 показали его значимое отличие от циркона-1. Величина средних значений для элементов в отношениях циркон-2/циркон-1 составляет: $\text{La} = 319$, $\text{Ce} = 14$, $\text{Pr} = 72$, $\text{Nd} = 24$, $\text{Eu} = 9$, $\text{Sm} = 6$, $\text{Ti} = 3$, $\text{Ba} = 3$, Th , U , Gd , Ca , $\text{Sr} = 2$ при близких к 1 значениях для Dy ,

Er , Yb , Lu , P , Y , Nb , Hf . Левые части спектров РЗЭ имеют близкую к горизонтальной конфигурацию (среднее $(\text{Sm/La})_N = 2.1$). По величине этого отношения циркон-2 существенно отличается от циркона-1 (среднее $(\text{Sm/La})_N = 55.9$), что наряду с повышенной концентрацией La в цирконе-2 (среднее 67.3 г/т) определяет нахождение точек его состава в поле “пористых” цирконов (см. рис. 5). По соотношениям $\text{Th/U}\text{--}\text{Nb/Hf}$ и $\text{Th}_N\text{--}\text{Nb}_N$ циркон-2 отвечает составу циркона из А-гранитов (см. рис. 4). Концентрация $\text{Ti} = 13\text{--}497$ г/т, цирконы с повышенной концентрацией Ti (обр. 4.1, 5.1, 6.1, 10.1) характеризуются повышенным содержанием Ca (до 2312 г/т, обр. 4.1), что свидетельствует, вероятно, о привносе Ti в процессе гидротермальной переработки циркона. $\text{Pb}\text{--}\text{Pb}$ -изотопный возраст циркона-2 составляет 2646–2682 млн лет, $\epsilon\text{Hf}(T)$ варьируется от -2.9 до 1.1 .

Циркон из щелочного гранита массива Белые Тундры (обр. 8/06; см. рис. 3г). При существенном сходстве составов циркона-1 из субщелочных (обр. 2/06) и щелочных (обр. 8/06) гранитов, позволяющем отнести их к цирконам из А-гранитов, циркон из щелочных гранитов характеризуется повышенными концентрациями следующих элементов, г/т: $\text{La} = 0.64\text{--}4.37$, среднее 2.1, $\text{Nb} = 26\text{--}48$, среднее 40), $\text{Y} =$ среднее 1946, легких РЗЭ – среднее 33.3, тяжелых РЗЭ – среднее 1078, а также P , Ca , Ba , U . Концентрации Ti для преобладающей части кристаллов циркона-1 составляют 27–45 г/т. В обр. 10.1 содержание Ti 577 г/т, оно коррелирует с повышенной концентрацией Ca

(1170 г/т). Возраст циркона установлен по изотопным отношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ как равный 2660–2686 млн лет, $\varepsilon\text{Hf}(T)$ изменяется от –1.7 до 1.0.

Циркон-2, по сравнению с цирконом-1, имеет более высокие концентрации легких РЗЭ, Р, Са, Sr, Ва, Ti, тогда как величина средних значений для элементов в отношениях циркон-2/циркон-1 составляет: La – 51, Ce – 10, Pr – 32, Nd – 18, Eu – 2, Sm – 3, Ti, Ва, Sr, Р, Са – 2, при ≤ 1 для остальных элементов. Эти значения отношений элементов существенно ниже таковых в парах циркон-2/циркон-1 из субщелочных гранитов Кукшинского массива, что может свидетельствовать о менее интенсивной гидротермальной переработке циркона-1 из щелочных гранитов. В трех из четырех точек определения состава циркона установлены повышенные концентрации Ti (318–453 г/т) и Са (898–1446 г/т). U-Pb возраст циркона-2 и его изотопный Hf-состав близки таковым циркона-1.

Циркон из щелочного гранита Понийского массива (обр. 26/90; см. рис. 3д). По содержанию РЗЭ, Р, Y, Nb, Hf, Th циркон-1 рассматриваемого образца близок составу циркона-1 из щелочных гранитов массива Белые Тундры, но содержит меньшее количество Са, Ti, Sr, Ва, что определялось, вероятно, его менее интенсивной гидротермальной переработкой. Циркон-2, по сравнению с цирконом-1, существенно обогащен Са и Sr. Величина $\varepsilon\text{Hf}(T)$ в цирконе-1 и цирконе-2 из рассматриваемого образца варьируется в пределах от –2.0 до 1.2. Циркон включений в цирконе-1 имеет состав РЗЭ, близкий составу вмещающего циркона-1 (обр. 8.1; см. рис. 5), но существенно отличается от него наличием повышенных концентраций РЗЭ (обр. 9.1). Оболочки кристаллов, сложенные цирконом-3, по составу образуют две группы – с низкими (группа 1) и повышенными (группа 2) концентрациями легких РЗЭ (см. рис. 3е). По данным Ю.А. Балашова и С.Г. Скублова (2011), циркон группы 1 рассматриваемого образца содержит 14–38 г/т легких РЗЭ и имеет повышенные значения отношения Ce/Ce^* (4.1–38.7). Спектры состава РЗЭ располагаются главным образом в поле составов магматического циркона из А-гранитов, и образование циркона этой группы происходило, вероятно, в его равновесии с анатектическим расплавом. Содержания легких РЗЭ в цирконе группы 2 составляют 86–145 г/т, величина $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1.5\text{--}1.8$, для них установлены также повышенные концентрации Са, Ti, Sr, Nb, Ва. Средние значения отношения Th/U в цирконе обеих групп равны 0.05, что соответствует значению этого отношения в метаморфических цирконах, наиболее характерным отличием составов циркона оболочек кристаллов от таковых центральных частей кристаллов являются пониженные концентрации тяжелых лантаноидов (Gd–Lu) и Y (Балашов, Скублов, 2011). На диаграмме в координатах La–(Sm/La)_N точки состава циркона обо-

лочек находятся в полях составов магматического и “пористого” циркона или занимают между ними промежуточное положение (см. рис. 5).

Lu-Hf ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЦИРКОНА

Редкоэлементный состав циркона определяется рядом факторов, среди которых к числу главных могут быть отнесены состав исходных расплавов и условия их кристаллизации. Вариации изотопного отношения $\varepsilon\text{Hf}(T)$ в цирконе отражают гетерогенную природу протолитов, и в закрытых системах его величина не изменяется в процессах частичного плавления или фракционной кристаллизации магм (Griffin et al., 2002). Показано, что вариации изотопного состава Hf для индивидуальных образцов и частей кристаллов циркона гранитоидов могут достигать $\pm 15 \varepsilon\text{Hf}(T)$ и являются результатом смешивания коровых и мантийных магм во время роста кристаллов без существенной гомогенизации их изотопного состава (Belousova et al., 2006; Kemp et al., 2007).

Определения Lu-Hf изотопного состава выполнены в 50 точках при анализе 47 кристаллов циркона. На рис. 6 видно, что величина $\varepsilon\text{Hf}(T)$, определяющая разницу между значениями этой величины в образце и хондритовом резервуаре во время кристаллизации расплава, для циркона-1 и циркона-2 характеризуется существенными колебаниями (от 1.6 до –3.1) при средних значениях от 0.24 до –0.6 (Ветрин, 2018; Ветрин, Кременецкий, 2020; Ветрин, Белоусова, 2021). Средние содержания мантийного компонента в рассматриваемых цирконах установлены в пределах 23–30% при полностью коровом изотопном составе оболочек циркона-3 палеопротерозойского возраста ($X_m = 0$). Циркон-4 включений в цирконе-1 значимо отличается от него повышенной величиной $\varepsilon\text{Hf}(T) = 3.6\text{--}3.8$, определяющей $X_m = 59\text{--}61\%$ при близких значениях возраста вмещающего циркона и включений по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (2653–2683, среднее 2667 ± 12 млн лет и 2661–2686, среднее 2673 ± 21 млн лет соответственно). Генезис унаследованных зерен циркона-4 остается дискуссионным. В то же время высокорadioгенный изотопный состав Hf в цирконе включений, а также близкое время их образования с вмещающим цирконом-1 позволяют предполагать происхождение циркона включений в результате кристаллизации из базальтового расплава, внедрявшегося в породы коры и производившего их плавление с образованием кремнекислых расплавов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возрастные и генетические соотношения различных типов циркона. Наблюдаемая приуроченность преобладающей части циркона-2 к периферическим частям кристаллов, а также наличие релик-

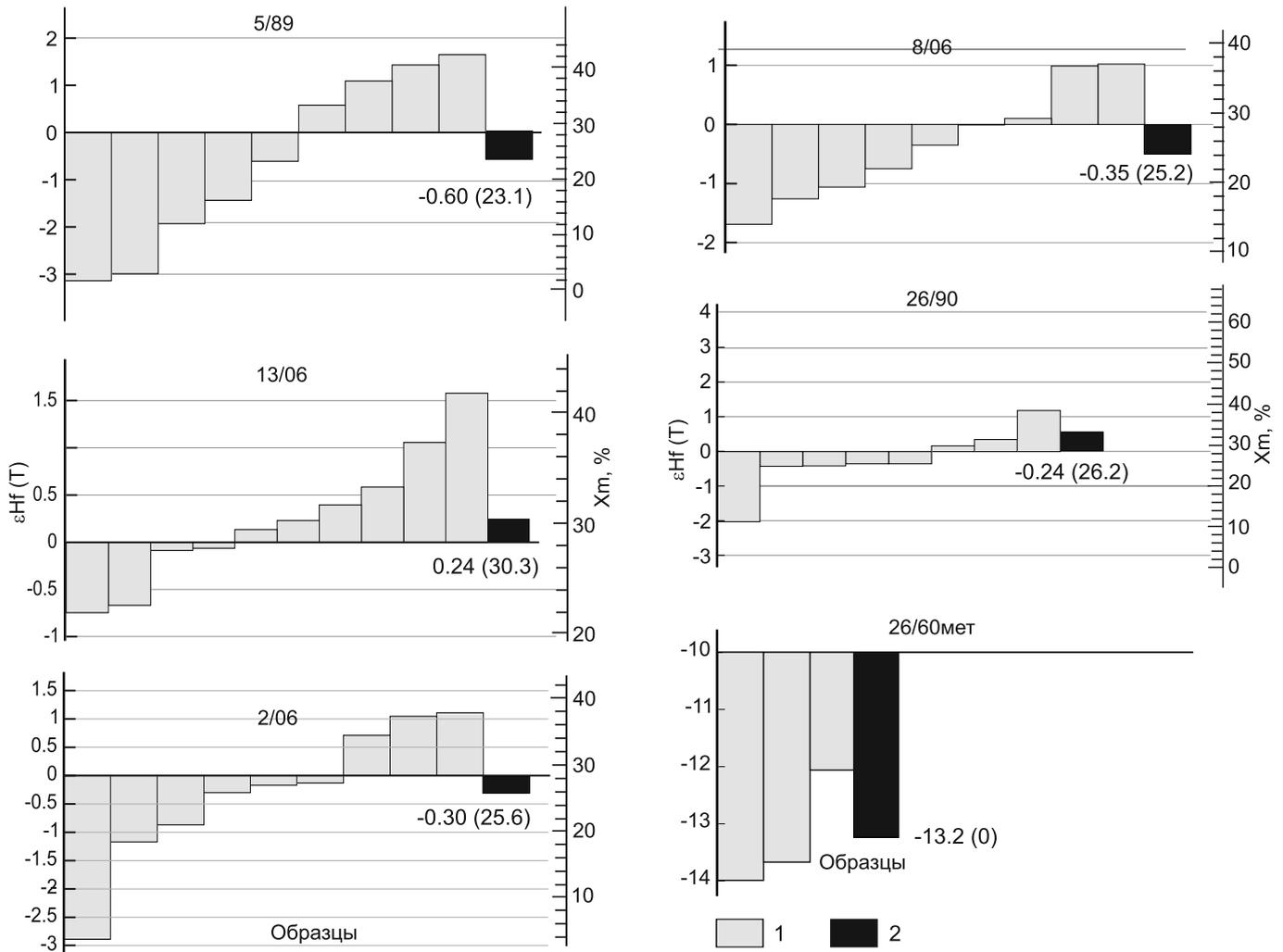


Рис. 6. Гистограммы значений ϵHf и X_m в цирконах различных образцов.

1 – результаты определений, 2 – средние значения. Цифрами показаны средние значения $\epsilon\text{Hf}(T)$ и X_m (в скобках). Значения $\epsilon\text{Hf}(T)$ для обр. 26/90 – по (Ветрин, Кременецкий, 2020).

Fig. 6. Histograms of ϵHf and X_m values in zircons of various samples.

1 – results of definitions, 2 – average values. The numbers show the average values of $\epsilon\text{Hf}(T)$ and X_m (in brackets). Values of $\epsilon\text{Hf}(T)$ for sample 26/90 – according to (Vetrin, Kremenetskiy, 2020).

тов циркона-1 в кристаллах циркона-2 указывают на более позднее время образования циркона-2. Для некоторых кристаллов на CL-снимках установлено чередование светлых и более темных зон роста, интенсивность окраски которых, как свидетельствуют имеющиеся в литературе данные (Hoskin, Black, 2000; Poller et al., 2001), могла определяться изменением редкоземельного состава циркона и взаимодействием в решетке кристаллов между такими элементами, как РЗЭ, U, Th, Y, Hf, регулирующими конечный сигнал CL. В ряде работ показано увеличение концентраций U, Hf, Y в участках с темной окраской в катодоллюминесценции (Williams et al., 1996) и зависимость интенсивности CL-

сигнала от концентраций РЗЭ и U в цирконе. Эти данные позволяют предполагать, что кристаллизация различных по интенсивности окраски в катодоллюминесценции циркона-1 и циркона-2 могла происходить из изменяющихся по составу расплавов с увеличением концентраций преобладающей части элементов-примесей в расплавах конечных этапов кристаллизации, исходных для циркона-2. Увеличение концентраций ряда элементов (легких РЗЭ, U, Th, Y, Hf и др.) от центральных к внешним зонам кристаллов определялось, по-видимому, процессом кристаллизационной дифференциации расплава, сопровождавшейся накоплением флюидной фазы, обусловившей, в свою очередь, процессы ав-

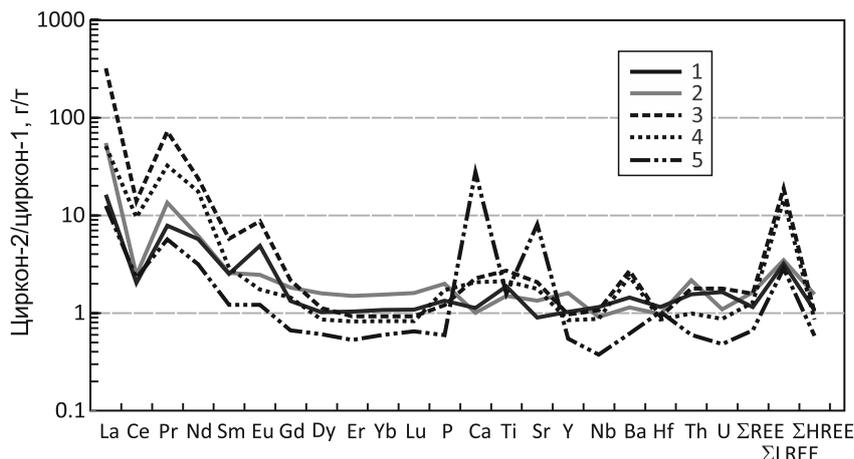


Рис. 7. Отношение концентраций в циркон-2/циркон-1.

Номера образцов: 1 – 5/89, 2 – 13/06, 3 – 2/06, 4 – 8/06, 5 – 26/90.

Fig. 7. Concentration ratio in zircon-2/zircon-1.

Sample numbers: 1 – 5/89, 2 – 13/06, 3 – 2/06, 4 – 8/06, 5 – 26/90.

тометасоматического изменения ранних фаз и кристаллизацию из насыщенных флюидом расплавов кристаллов циркона-2, по геохимическим данным соответствующих “пористым” или “гидротермальным” цирконам. Интенсивность гидротермальной переработки может оцениваться по соотношению средних концентраций элементов в цирконе-2 и цирконе-1 из различных гранитоидов, и, как видно на рис. 7, наиболее изменен циркон-2 из субщелочных гранитов Кукшинского массива (обр. 2/06). Наименьшая степень переработки установлена для циркона Понойского массива (обр. 26/90), тогда как цирконы других образцов по уровню изменения занимают промежуточное положение между указанными образцами.

Распределение РЗЭ в цирконе всех типов и вмещающих их гранитах существенно различается (см. рис. 2). На представленных графиках линии распределения нормированных концентраций легких РЗЭ в гранитах характеризуются отсутствием Се-аномалии и занимают более высокое положение по отношению к кривым распределения легких РЗЭ в магматических цирконах. Они сходны с кривыми распределения средних РЗЭ и занимают существенно более низкое положение по отношению к линиям распределения тяжелых РЗЭ в цирконах всех типов. Отмеченные различия в распределении РЗЭ объясняются, вероятно, как кристаллохимическими свойствами циркона, определявшими существенное различие коэффициентов распределения в системе циркон–расплав (K_d) для легких, средних и тяжелых РЗЭ, так и геохимией РЗЭ в процессах кристаллизации гранитов. Величина коэффициентов распределения увеличивает-

ся в пределах 1–20 от легких к средним лантаноидам и существенно возрастает в тяжелых РЗЭ, достигая 400–500 для Yb и Lu (Bea et al., 1994; Luo, Ayers, 2009; Nardi et al., 2013). Наличие повышенных концентраций легких РЗЭ в А-гранитах, сопоставимых или более высоких, по сравнению с их содержаниями в цирконе-2 и цирконе-3, объясняется нахождением значительной части этих элементов в составе темноцветных порообразующих и селективно цериевых и комплексных акцессорных минералов гранитов (монацита, чевкинита, бритолита, титанита) с увеличением концентраций РЗЭ в относительно низкотемпературных минералах заключительных этапов кристаллизации (Батиева, 1976).

По имеющимся данным (Hawkesworth, Kemp, 2006; Wang et al., 2012; Nardi et al., 2013), цирконы из I-гранитов характеризуются пониженными концентрациями Y, Nb, Th, Pb по сравнению с цирконами из А-гранитов. Изученные I-граниты (обр. 13/06) имеют относительно низкие концентрации Zr по сравнению с А-гранитами (соответственно, 247 и 547–700 ppm), но цирконы из этих пород характеризуются близкими с цирконами из А-гранитов концентрациями Nb, Th (см. рис. 4), что вызвано, вероятно, образованием циркона из I-гранитов на поздних стадиях кристаллизации расплавов, обогащенных элементами примесей.

Средние значения возраста для циркона-1 различных массивов, определявшиеся по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, составляют 2691–2676 млн лет и для циркона-2 изменяются в пределах 2673–2660 млн лет, с превышением всех полученных средних значений возраста циркона-1 относитель-

но циркона-2. Минимальная разница по времени образования циркона-1 и циркона-2 установлена для щелочных гранитов массивов Белые Тундры и Понойского (2 и 7 млн лет соответственно), максимальная разница возрастов определена для цирконов субщелочных гранитов Кукшинского массива (24 млн лет; рис. 8). Имеющиеся ошибки определения возраста цирконов не позволяют достоверно определить длительность кристаллизации циркона-1 и циркона-2 в разных массивах, но полученные результаты подтверждают сделанные на основании изучения строения кристаллов выводы о более ранней кристаллизации циркона-1 при находящейся в пределах ошибки определении возраста разницы во времени образования выделенных типов циркона.

Возраст кристаллизации циркона-3 по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ установлен в интервале 1766–1829 млн лет и на диаграмме в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ дискордантный возраст оболочек определен в 1802 ± 22 млн лет (Ветрин, Родионов, 2009). В пределах ошибок определения этот возраст соответствует времени проявления метаморфизма осадочно-вулканогенных пород расположенной южнее палеорифтогенной структуры Имандра-Варзуга (1765 ± 41 млн лет (Балашов, 1995)) и возрасту метаморфогенных кристаллов циркона массива Сахарйок (1784 ± 13 млн лет (Ветрин и др., 2014)).

Зависимость состава циркона от окислительно-восстановительных условий кристаллизации. Вследствие сходства ионных радиусов U^{4+} , Th^{4+} , Hf^{4+} тяжелых редких земель (Gd-Lu) и Y с ионами Zr^{4+} в шестерной координации они являются главными элементами-примесями в цирконе (Shannon, 1976). В то же время, поскольку почти все ионы РЗЭ и Y трехвалентные, при замещении ими Zr^{4+} для компенсации различия в зарядах требуется входжение в структуру циркона высокозарядных ионов типа P^{5+} , Nb^{5+} , Ta^{5+} и др. Церий и европий имеют переменную валентность, чем может объясняться появление Ce- и Eu-аномалий на нормированных по хондриту спектрах РЗЭ циркона из гранитоидов. Между тем, если для церия переход из Ce^{3+} в Ce^{4+} может определять появление положительной Ce-аномалии в составе циркона, то вследствие перехода Eu^{2+} в Eu^{3+} трудно представить возникновение обычно отмечаемой в гранитоидах отрицательной Eu-аномалии (Belousova et al., 2002). В изученных цирконах также имеет место хорошо проявленная отрицательная зависимость между Ce/Ce^* и Eu/Eu^* ($r = -0.26$). Для понимания отмеченной зависимости, получившей название “Eu-парадокс”, привлекается главным образом фактор концентрации – обеднение расплава европием вследствие кристаллизации плагиоклаза – носителя Eu^{2+} , предшествующей или сопутствующей образованию циркона.

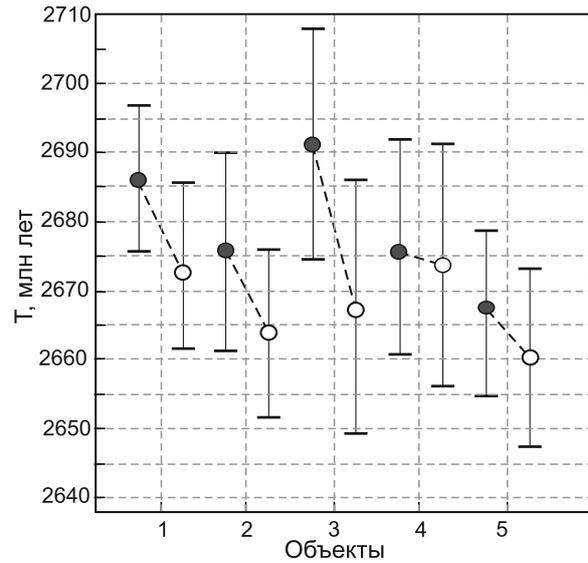


Рис. 8. Возраст циркона-1 (залитые кружки), циркона-2 и погрешности их определения ($\pm 1s$) по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Номера образцов: 1 – 5/89, 2 – 13/06, 3 – 2/06, 4 – 8/06, 5 – 26/90.

Fig. 8. Age of zircon-1 (solid circles), zircon-2, and errors of their determination ($\pm 1s$) from the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ isotope ratio.

Sample numbers: 1 – 5/89, 2 – 13/06, 3 – 2/06, 4 – 8/06, 5 – 26/90.

Одним из показателей окислительно-восстановительных условий кристаллизации циркона выступает величина $\text{Ce}/\text{Ce}^* = \text{Ce}_N/\sqrt{\text{La}_N^* \text{Pr}_N}$, определяющая зависимость величины отношения $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ от фугитивности кислорода (Hoskin, Schaltegger, 2003). Увеличение активности кислорода способствует переходу ионов Ce^{3+} (1.14 \AA) в Ce^{4+} (0.97 \AA) и замещению ими ионов Zr^{4+} (0.84 \AA), увеличению отношения $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ и появлению положительных Ce-аномалий на спектрах распределения РЗЭ. Выполненный корреляционный анализ для всей совокупности изученных неорайских цирконов показал на 99%-м уровне значимости наличие обратной корреляционной зависимости между величиной Ce/Ce^* и концентрациями легких и средних лантаноидов (рис. 9). Таким образом, можно полагать, что переход от циркона-1 ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 5.5\text{--}30$) к циркону-2 ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1.0\text{--}3.1$) происходил при снижении фугитивности кислорода, обусловившей изменение редкоэлементного состава циркона. Линии регрессии изученных бинарных совокупностей для Ce/Ce^* и лантаноидов имеют различный наклон с уменьшением угла наклона линий от La к Lu. Известно, что лантаноиды имеют основной характер с уменьшением основности от лантана к лютецию, что связано с уменьше-

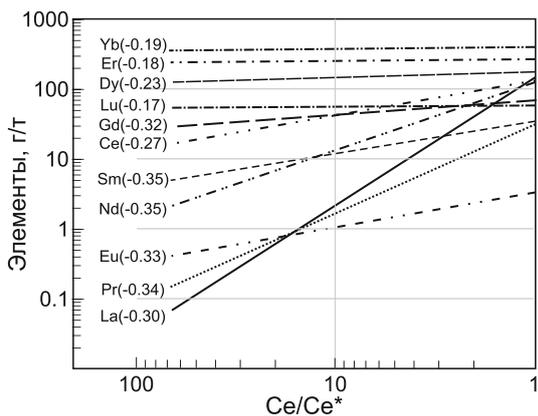


Рис. 9. Линии регрессии зависимости концентраций РЗЭ всей выборки цирконов-1 и цирконов-2 с от Ce/Ce^* .

В скобках – значения коэффициентов корреляции.

Fig. 9. Regression lines of REE concentrations for the entire sample of zircon-1 and zircon-2 with on Ce/Ce^* .

In parentheses are the values of the correlation coefficients.

нием радиусов атомов и ионов РЗЭ и увеличением их потенциалов ионизации (Ионова и др., 1990). Вследствие этого в восстановительных условиях наибольшую химическую активность приобретают легкие (La–Nd) и средние (Sm–Eu) лантаноиды, для которых установлена наибольшая зависимость от величины Ce/Ce^* . Для тяжелых лантаноидов со сходными размерами ионов относительно Zr^{+4} этот фактор имеет более важное значение по сравнению с эффектом кислотно-основного взаимодействия и определяет ослабление корреляционных взаимоотношений тяжелых лантаноидов с Ce/Ce^* , графически выраженное в уменьшении наклона линий регрессии.

Исходя из сказанного, следует остановиться на возможности использования концентраций Ti в цирконах для определения температур их кристаллизации. Как показано на рис. 10, для части кристаллов циркона-1 концентрация Ti составляет 8–15 г/т и значимо не коррелирует с величинами отношения Ce/Ce^* . Температура кристаллизации этих цирконов, определенная по Ti-геотермометру (Watson et al., 2006), равна 730–780°C. При величине $Ce/Ce^* < 20$ в кристаллах циркона-1 и преобладающем количестве кристаллов циркона-2 наблюдается увеличение концентраций Ti от 15–20 до >500 г/т, сопровождаемое ростом концентраций Ca, что свидетельствует о привносе рассматриваемых элементов в процессе гидротермальной переработки циркона. Вследствие этого для рассматриваемых кристаллов с повышенными концентрациями Ti и Ca

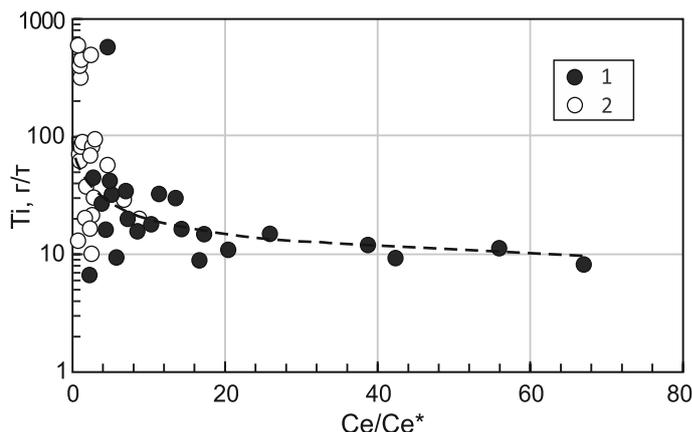


Рис. 10. Соотношение Ce/Ce^* и Ti для циркона-1 (1) и циркона-2 (2).

Fig. 10. Ce/Ce^* and Ti ratio for zircon-1 (1) and zircon-2 (2).

определяемые по Ti-геотермометру температуры (до 1295–1303°C) не могут считаться реальными температурами кристаллизации магматических цирконов гранитоидов.

Сопоставление редкоэлементного и Lu-Hf изотопного состава циркона. Повышенные значения $^{176}Hf/^{177}Hf$ ($\epsilon Hf >> 0$) в цирконе указывают на присутствие “ювенильного” компонента в исходном расплаве, образованном при плавлении мантии или путем переплавления молодой нижней коры базитового состава. Пониженные значения $^{176}Hf/^{177}Hf$ ($\epsilon Hf < 0$) определяют коровое происхождение расплава, и участие процессов смешения корового и мантийного расплава может быть обнаружено по различию редкоэлементного и изотопного состава Hf в цирконах. Выше было показано, что значения ϵHf в цирконе-1 и цирконе-2 варьируются от –3.1 до 1.6, достигая 3.6–3.8 в цирконе-4. Выполненный корреляционный анализ между значениями ϵHf и концентрациями преобладающей части элементов примесей в цирконе-1 и цирконе-4 показал наличие значимых положительных связей между ними, что свидетельствует о зависимости редкоэлементного состава этих цирконов от состава их протолитов. Для циркона-2 главным фактором увеличения концентраций РЗЭ, по сравнению с цирконом-1, было, вероятно, усиление восстановительных условий его кристаллизации при относительно постоянном изотопном составе Hf циркона-1 и циркона-2.

ВЫВОДЫ

В пяти образцах главных разновидностей гранитоидов неархейской Кейвской щелочной провинции, относящихся к А- и I-типам, изучен ред-

коэлементный состав 50 кристаллов циркона, для которых определены U-Pb возраст и изотопный состав Hf.

По морфологии кристаллов, окраске на СЛ-снимках и составу установлены два главных типа циркона неоархейского возраста – циркон-1 и циркон-2, образованных соответственно в магматическую и автometасоматическую стадии кристаллизации расплавов. На ядрах циркона неоархейского возраста, содержащего включения близкого с ним по возрасту циркона-4, диагностированы оболочки палеопротерозойского циркона-3 метаморфического генезиса.

Цирконы I-гранитов, содержащих относительно низкие концентрации Zr, по сравнению с A-гранитами (247 и 547–700 г/т соответственно), характеризуются сходными с цирконами из A-гранитов значениями концентрации Nb, Th и других редких элементов, что было вызвано, вероятно, образованием циркона I-гранитов на поздних стадиях кристаллизации расплавов, обогащенных элементами-примесями.

Вариации редкоэлементного состава неоархейских цирконов в значительной степени определялись окислительно-восстановительными условиями их кристаллизации, выраженными величиной отношения Ce/Ce*. В восстановительных условиях – при образовании циркона-2 – наибольшую зависимость от Ce/Ce* приобретали легкие (La–Nd) и средние (Sm–Eu) лантаноиды. Для тяжелых лантаноидов со сходными размерами ионов относительно Zr⁴⁺ кристаллохимические факторы имели более важное значение по сравнению с эффектом кислотно-основного взаимодействия и определяли уменьшение зависимости концентраций тяжелых лантаноидов в цирконе от Ce/Ce*.

В кристаллах циркона-1 и преобладающем количестве кристаллов циркона-2 при величине Ce/Ce* < 20 установлено увеличение концентраций Ti от 15–20 до >500 г/т, сопровождаемое ростом концентраций Ca, что свидетельствует о притоме рассматриваемых элементов в процессе гидротермальной переработки циркона и ставит под сомнение возможность определения по таким цирконам палеотемператур с использованием цирконового Ti-геотермометра (Watson et al., 2006).

Выполненный корреляционный анализ между значениями εHf и концентрациями преобладающей части элементов примесей в цирконе-1 и цирконе-4 показал наличие значимых положительных связей между ними, что свидетельствует о зависимости редкоэлементного состава этих цирконов от состава их протолитов. Для циркона-2 главным фактором увеличения концентраций РЭ, по сравнению с цирконом-1, стало, скорее всего, усиление восстановительных условий его кристаллизации при относительно постоянном изотопном составе Hf циркона-1 и циркона-2.

Благодарности

Авторы признательны М.А. Ветриной за помощь в подготовке рисунков, а также анонимным рецензентам рукописи за замечания и рекомендации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Батиева И.Д. (1976) Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 224 с.
- Балашов Ю.А. (1996) Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры Кольского полуострова. *Петрология*, 4(1), 3-25.
- Балашов Ю.А., Скублов С.Г. (2011) Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов. *Геохимия*, (6), 622-633.
- Ветрин В.Р. (2018) Изотопно-геохимическая систематика (Sm-Nd, Lu-Hf) неоархейских субщелочных и щелочных пород Кейвской структуры (Кольский полуостров): возрастные и генетические соотношения. *Зап. РМО*, CXLVII(4), 1-13.
- Ветрин В.Р., Белоусова Е.А. (2021) Состав, условия образования известково-щелочных гранитов и проблемы генезиса неоархейской Кейвской щелочной провинции Кольского полуострова. *Зап. РМО*, CL(3), 27-49. <https://doi.org/10.31857/S0869605521030126>
- Ветрин В.Р., Кременецкий А.А. (2020) Lu-Hf изотопно-геохимическая систематика циркона и генезис неоархейских щелочных гранитов Кейвского мегаблока, Кольский полуостров. *Геохимия*, 65(6), 533-547. <https://doi.org/10.31857/S0016752520060126>
- Ветрин В.Р., Родионов Н.В. (2009) Геология и геохронология неоархейского анорогенного магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров. *Петрология*, 17(6), 578-600.
- Ветрин В.Р., Скублов С.Г., Балашов Ю.А., Лялина Л.М., Родионов Н.В. (2014) Время образования и генезис иттрий-циркониевого оруденения массива Сахарйок, Кольский полуостров. *Зап. РМО*, CXLIII(2), 1-22.
- Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита) м-ба 1 : 500 000. (1996) (Под ред. Ф.П. Митрофанова). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 54 с.
- Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Серов П.Н. (2007) Возраст и изотопно-геохимические характеристики архейских карбонатитов и щелочных пород Балтийского щита. *Докл. АН*, 415(3), 383-388.
- Когарко Л.Н., Асавин А.М. (2007) Региональные особенности щелочных первичных магм Атлантического океана. *Геохимия*, (9), 915-932.
- Ионова Г.И., Вохмин В.Г., Спицын В.И. (1990) Закономерности изменения свойств лантаноидов и актиноидов. М.: Наука, 240 с.
- Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. (2000) Древнейший в мире анорогенный щелочногранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита. *Докл. АН*, 374(2), 238-241.
- Смолькин В.Ф., Скублов С.Г., Ветрин В.Р. (2020) Редкоэлементный состав детритового циркона архейского возраста из ятулийских террогенных пород Феноскандии. *Зап. РМО*, CXLIX(6), 27-49. <https://doi.org/10.31857/S0869605521030126>

Balagansky V.V., Myskova T.A., Lvov P.A., Larionov A.N.,

- Gorbunov I.A. (2021) Neoproterozoic A-type acid meta-volcanics in the Keivy Terrane, northeastern Fennoscandian Shield: geochemistry, age, and origin. *Lithos*, **380-381**, 105899. <https://doi.org/10.1016/j.lithos>
- Bea F., Pereira M.D., Stroh A. (1994) Mineral leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chem. Geol.*, **117**, 291-312.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. (2006) Zircon morphology, trace element signatures and Hf-isotope composition as a tool for petrogenetic modeling: examples from eastern Australian granitoids. *J. Petrol.*, **47**, 329-353.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator on source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 602-622.
- Eby G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implication. *Geology*, **20**, 641-644.
- Geisler T., Schlicher H. (2000) Composition and U-Th-total Pb model ages of polygenetic zircons from the Vanga granite, south Sweden: An electron microprobe study. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, **122**, 227-235.
- Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X. (2002) Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes. *Lithos*, **61**, 237-269.
- Hawkesworth C.J., Kemp A.I.S. (2006) Using hafnium and oxygen isotopes in zircons to unravel the record of crustal evolution. *Chem. Geol.*, **226**, 144-162. <https://doi.org/10.1016/j.2005.09.018>
- Hoskin P.W.O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**(3), 637-648.
- Hoskin P.W.O., Black L.P. (2000) Metamorphic zircon formation by solid state recrystallization of protolith igneous zircon. *J. Metamorph. Geol.*, **18**, 423-439.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 27-62.
- Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J., Foster G.L., Paterson B.A., Woodhead J.D., Hergt J.M., Gray C.M., Whitehouse M.J. (2007) Magmatic and Crustal Differentiation History of Granitic Rocks from Hf-O Isotopes in Zircon. *Sci. New Ser.*, **315**(5814), 980-983.
- Levashova E.V., Mamykina M.E., Skublov S.G., Galankina O.L., Li Q.L., Li X.H. (2023) Geochemistry (TE, REE, Oxygen) of zircon from leucogranites of the Belokurikhinsky Massif, Gorny Altai, as indicator of formation conditions. *Geochem. Int.*, **45**(9), 841-856. <https://doi.org/10.1134/S001670292311006X>
- Luo Y., Ayers J.C. (2009) Experimental measurements of zircon/melt trace element partition coefficients. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **73**, 3656-3679.
- Mints M.V., Eriksson P.G. (2016) Secular changes in relationships between plate-tectonic and mantle-plume engendered processes during Precambrian time. *Geodynamics & Tectonophysics*, **7**(2), 173-232.
- Nardi L.V.S., Formoso M.L.L., Müller I.F., Fontana E., Jarvis K., Lamarão C. (2013) Zircon/rock partition coefficients of REEs, Y, Th, U, Nb and Ta in granitic rocks: Uses for provenance and mineral exploration purposes. *Chem. Geol.*, **335**, 1-7.
- Poller U., Huth J., Hoppe P., Williams I.S. (2001) REE, U, Th, and Hf distribution in zircon from Western Carpathian variscan granitoids: a combined cathodoluminescence and ion microprobe study. *Amer. J. Sci.*, **301**, 858-876.
- Romano S.S., Dörr W., Zulauf G. (2004). Cambrian granitoids in pre-Alpine basement of Crete (Greece): evidence from U-Pb dating of zircon. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **93**, 844-859.
- Shannon R.D. (1976) Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallogr.*, **A32**, 751-767.
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Wang Q., Zhu D.-C., Zhao Z.-D., Guan Q., Zhang X.-Q., Qing-Lin Sui Q.-L., Hu Z.-C., Moaet X.-X. (2012) Magmatic zircons from I-, S- and A-type granitoids in Tibet: Trace element characteristics and their application to detrital zircon provenance study. *J. Asian Earth Sci.*, **53**(7), 59-66.
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **151**(4), 413-433.
- Williams I.S., Shah J.S., Stowe S. (1996) Elemental and isotopic microanalysis of zircons and backscattered electron contrast. *Proceedings of the 6-th European Conference of Surface and Interface Analysis*, 1007-1010.

REFERENCES

- Balagansky V.V., Myskova T.A., Lvov P.A., Larionov A.N., Gorbunov I.A. (2021) Neoproterozoic A-type acid meta-volcanics in the Keivy Terrane, northeastern Fennoscandian Shield: geochemistry, age, and origin. *Lithos*, **380-381**, 105899. <https://doi.org/10.1016/j.lithos>
- Balashov Y.A., Skublov S.G. (2011) Contrasting geochemistry of magmatic and secondary zircons. *Geochem. Int.*, **49**(6), 594-604. (translated from *Geokhimiya*, (6), 622-633).
- Balashov Yu.A. (1996) Paleoproterozoic geochronology of the Pechenga-Varuga structure, Kola Peninsula. *Petrology*, **4**(1), 3-25 (translated from *Petrologiya*, 4(1), 3-25).
- Batieva I.D. (1976) Petrology of alkaline granitoids of the Kola Peninsula. Leningrad, Nauka Publ., 224 p. (In Russ.)
- Bea F., Pereira M.D., Stroh A. (1994) Mineral leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chem. Geol.*, **117**, 291-312.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. (2006) Zircon morphology, trace element signatures and Hf-isotope composition as a tool for petrogenetic modeling: examples from eastern Australian granitoids. *J. Petrol.*, **47**, 329-353.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator on source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 602-622.
- Eby G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implication. *Geology*, **20**, 641-644.
- Geisler T., Schlicher H. (2000) Composition and U-Th-total Pb model ages of polygenetic zircons from the Van-

- ga granite, south Sweden: An electron microprobe study. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, **122**, 227-235.
- Geological map of the Kola region (Northeastern Part of the Baltic Shield) scale 1 : 500 000. (1996) (Ed. F.P. Mitrofanov). Apatity, Publishing House of the KSC RAS, 54 p. (In Russ.)
- Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X. (2002) Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes. *Lithos*, **61**, 237-269.
- Hawkesworth C.J., Kemp A.I.S. (2006) Using hafnium and oxygen isotopes in zircons to unravel the record of crustal evolution. *Chem. Geol.*, **226**, 144-162. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.09.018>
- Hoskin P.W.O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**(3), 637-648.
- Hoskin P.W.O., Black L.P. (2000) Metamorphic zircon formation by solid state recrystallization of protolith igneous zircon. *J. Metamorph. Geol.*, **18**, 423-439.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 27-62.
- Ionova G.I., Vokhmin V.G., Spitsyn V.I. (1990) Patterns of change in the properties of lanthanides and actinoids. Moscow, Nauka Publ., 240 p. (In Russ.)
- Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J., Foster G.L., Paterson B.A., Woodhead J.D., Hergt J.M., Gray C.M., Whitehouse M.J. (2007) Magmatic and Crustal Differentiation History of Granitic Rocks from Hf-O Isotopes in Zircon. *Sci. New Ser.*, **315**(5814), 980-983.
- Kogarko L.N., Asavin A.M. (2007) Regional features of primary alkaline magmas of the Atlantic Ocean. *Geochem. Int.*, **45**(9), 841-856 (translated from *Geokhimiya*, (9), 915-932). <https://doi.org/10.1134/S0016702907090017>
- Levashova E.V., Mamykina M.E., Skublov S.G., Galankina O.L., Li Q.L., Li X.H. (2023) Geochemistry (TE, REE, Oxygen) of zircon from leucogranites of the Belokurikhinsky Massif, Gorny Altai, as indicator of formation conditions. *Geochem. Int.*, **45**(9), 841-856. <https://doi.org/10.1134/S001670292311006X>
- Luo Y., Ayers J.C. (2009) Experimental measurements of zircon/melt trace element partition coefficients. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **73**, 3656-3679.
- Mints M.V., Eriksson P.G. (2016) Secular changes in relationships between plate-tectonic and mantle-plume engendered processes during Precambrian time. *Geodynamics & Tectonophysics*, **7**(2), 173-232.
- Mitrofanov F.P., Zozulya D.R., Bayanova T.B., Levkovich N.V. (2000) The world's oldest anorogenic alkaline granitic magmatism in the Keivy structure of the Baltic Shield. *Dokl. Earth Sci.*, **374**, 1145-1148 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **374**(2), 238-241).
- Nardi L.V.S., Formoso M.L.L., Müller I.F., Fontana E., Jarvis K., Lamarão C. (2013) Zircon/rock partition coefficients of REEs, Y, Th, U, Nb and Ta in granitic rocks: Uses for provenance and mineral exploration purposes. *Chem. Geol.*, **335**, 1-7.
- Poller U., Huth J., Hoppe P., Williams I.S. (2001) REE, U, Th, and Hf distribution in zircon from Western Carpathian variscan granitoids: a combined cathodoluminescence and ion microprobe study. *Amer. J. Sci.*, **301**, 858-876.
- Romano S.S., Dörr W., Zulauf G. (2004). Cambrian granitoids in pre-Alpine basement of Crete (Greece): evidence from U-Pb dating of zircon. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **93**, 844-859.
- Shannon R.D. (1976) Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallogr.*, **A32**, 751-767.
- Smolkin V.F., Skublov S.G., Vetrin V.R. (2021) Trace Element Composition of Archean detrital Zircons from Jatulian Terrigenous Rocks of Fennoscandia. *Geol. Ore Dep.*, **63**(8), 869-880 (translated from *Zapiski RMO* (2020), **CXLIX**(6), 1-13). <https://doi.org/10.1134/S1075701521080092>
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Vetrin V.R. (2018) Isotopic-Geochemical Systematics (Sm-Nd, Lu-Hf) of Neoproterozoic Subalkaline and Alkaline Rocks of the Keivy Structure (Kola Peninsula): Their Age and Genetic Relations. *Geol. Ore Dep.*, **61**(7), 581-588 (translated from *Zapiski RMO*, (4), 1-13).
- Vetrin V.R., Belousova E.A. (2021) Composition and Conditions formation of Calc-Alkaline Granites and Problems of Genesis in the Neoproterozoic Keivy Alkaline Province, Kola Peninsula. *Zapiski RMO*, **CL**(3), 27-49. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869605521030126>
- Vetrin V.R., Kremensky A.A. (2020) Lu-Hf Isotope-Geochemical Zircon Systematics and Genesis of the Neoproterozoic Alkaline Granites in the Keivy Megablock, Kola Peninsula. *Geochem. Int.*, **58**(6), 624-638 (translated from *Geokhimiya*, **65**(6), 533-547). <https://doi.org/10.1134/S0016702920060129>
- Vetrin V.R., Rodionov N.V. (2009) Geology and geochronology of Neoproterozoic anorogenic magmatism of the Keivy structure, Kola Peninsula. *Petrology*, **17**(6), 537-557 (translated from *Petrologiya*, **17**(6), 578-600).
- Vetrin V.R., Skublov S.G., Balashov Yu.A., Lialina L.M., Rodionov N.V. (2014) Time of formation and genesis of yttrium-zirconium mineralization in the Sakharjok massif, Kola Peninsula. *Geol. Ore Dep.*, **56**(8), 603-616 (translated from *Zapiski RMO*, **CXLIII**(2), 1-22).
- Wang Q., Zhu D.-C., Zhao Z.-D., Guan Q., Zhang X.-Q., Qing-Lin Sui Q.-L., Hu Z.-C., Moat X.-X. (2012) Magmatic zircons from I-, S- and A-type granitoids in Tibet: Trace element characteristics and their application to detrital zircon provenance study. *J. Asian Earth Sci.*, **53**(7), 59-66.
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **151**(4), 413-433.
- Williams I.S., Shah J.S., Stowe S. (1996) Elemental and isotopic microanalysis of zircons and backscattered electron contrast. *Proceedings of the 6-th European Conference of Surface and Interface Analysis*, 1007-1010.
- Zozulya D.R., Bayanova T.B., Serov P.A. (2007) Age and isotopic geochemical characteristics of Archean carbonates and alkaline rocks of the Baltic Shield. *Dokl. Earth Sci.*, **415**(2), 874-879 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **415**(3), 383-388).