

Lu-Hf ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА ЦИРКОНА И ГЕНЕЗИС НЕОАРХЕЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ КЕЙВСКОГО МЕГАБЛОКА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

© 2020 г. В. Р. Ветрин^{a, b, *}, А. А. Кременецкий^{b, **}

^aГеологический институт Кольского Научного Центра РАН,
ул. Ферсмана, 14, Мурманской обл., Апатиты, 184209 Россия

^bИнститут минералогии, геохимии, кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ),
ул. Вересаева, 15, Москва, 121357 Россия

*e-mail: vetrin@geoksc.apatity.ru

**e-mail: nauka@imgre.ru

Поступила в редакцию 11.03.2019 г.

После доработки 04.09.2019 г.

Принята к публикации 04.09.2019 г.

Щелочные и субщелочные граниты Кейвского мегаблока относятся к калиевым щелочно-известковым высокожелезистым породам, содержащим повышенные концентрации крупноионных, высокозарядных и редкоземельных элементов. По этим критериям они отвечают гранитам A₂-типа (Eby, 1992). Для гранитов свойственны повышенные значения отношений Y/Nb (1.9–2.5) и Yb/Ta (3.4–3.7), характерные для гранитов, образованных за счет коровых источников. Начальные отношения ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf в центральных частях кристаллов циркона изменяются в пределах 0.281004–0.281175, и εHf(T) – от –2.89 до 3.79. Предполагается, что при внедрении высокотемпературных базитовых расплавов в основание нижней коры происходило плавление метасоматически измененных нижнекоровых пород, и при подъеме в верхнюю кору палингенные нижнекоровые расплавы изменяли свой состав в процессе фракционной кристаллизации с образованием более кремнекислых субщелочных и щелочных составов.

Ключевые слова: субщелочные и щелочные граниты, неоархей, петрогенные и редкие элементы, циркон, Lu-Hf систематика, нижняя кора, петрогенезис, Кольский полуостров

DOI: 10.31857/S0016752520060126

Во многих кратонах Земли наиболее древние геологически значимые проявления щелочного магматизма имеют неоархейский возраст (Blicher-Toft et al., 1996), и от архея к фанерозою происходило существенное увеличение количества и разнообразия щелочных пород (Woolley, 1987; Kogarko, 1998). Происхождение их исходных расплавов предполагается при фракционировании базитовых субщелочных или щелочных мантийных магм (Bonin et al., 2004; Батиева, 1976), или при плавлении пород коры (Anderson, Morrison, 1992; Frost, Frost, 1997, 2011), в ряде случаев испытавших щелочной метасоматоз (Bonin, 2007).

В центральной части Кольского полуострова субщелочными и щелочными гранитами, граносиенитами, кварцевыми сиенитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами образована неоархейская щелочная провинция площадью более 2500 км². При исследовании Кейвского мегаблока было показано несоответствие палеопротерозойских датировок щелочных пород, опре-

деляемых при изучении ряда изотопных систем (K-Ar, Sm-Nd, U-Pb, Ветрин и др., 1999, 2014), Rb-Sr, Sm-Nd (Зозуля и др., 2007), U-Pb (Баянова, 2004) архейскому возрасту пород и минералов. Причиной этого несоответствия предполагается температурное и флюидное воздействие протерозойского магматизма и метаморфизма, обусловивших переустановку ряда изотопных систем. Эффективным геохимическим критерием природы расплавов корового, мантийного или мантийно-корового генезиса, менее подверженным влиянию температурного фактора, является изотопный состав Hf в цирконе. Циркон устойчив к механическим воздействиям, слабо взаимодействует с расплавами и флюидами, имеет высокую температуру закрытия U-Th-Pb и Lu-Hf изотопных систем, вследствие чего является перспективным геохронометром и маркером петрологических процессов (Guitreau et al., 2012; Belousova et al., 2002; Rubatto, 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003).

Исходя из этого, нами изучена геохимия пород и Lu-Hf изотопный состав циркона из субщелоч-

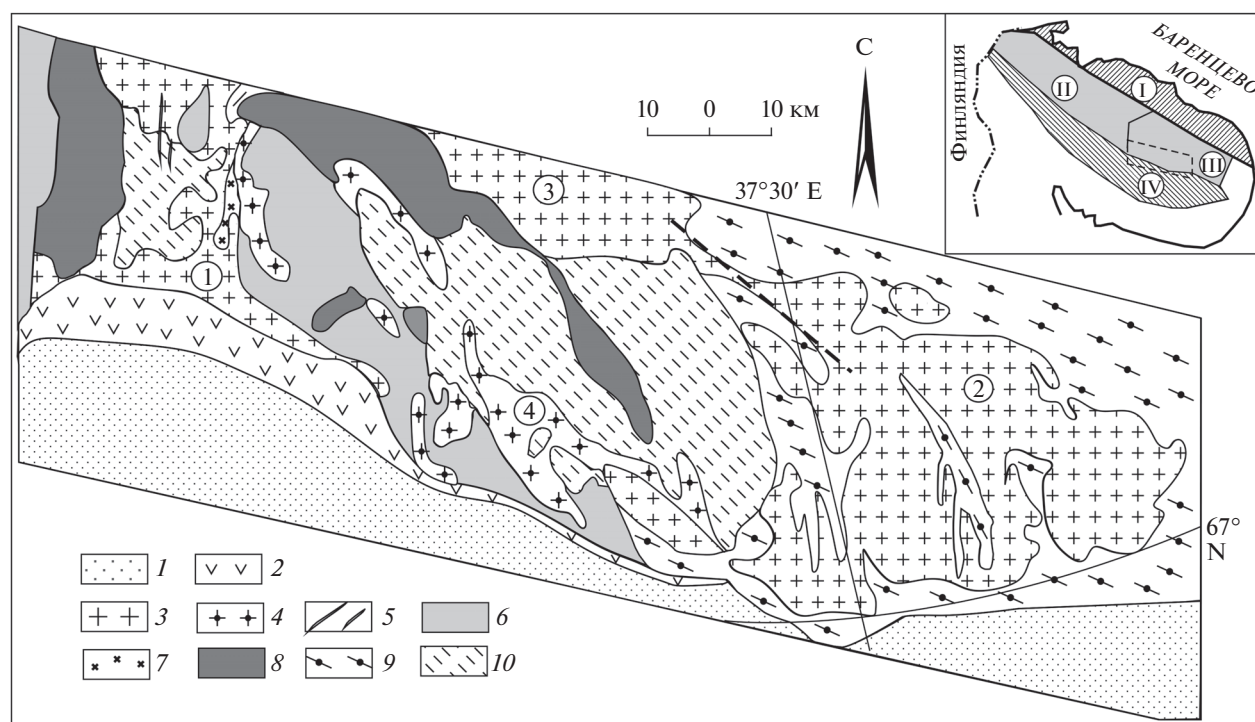


Рис. 1. Схема геологического строения южной части Кейвского мегаблока. Составлена с использованием (Белолипецкий и др., 1980; Геологическая карта..., 1996), с дополнениями и упрощениями авторов. 1–2 – ранний протерозой: 1 – вулканогенно-осадочные породы Имандра-Варзугского палеорифта, 2 – габбро, перидотиты, пироксениты Панской интрузии. 3–10 – архей: 3 – щелочные граниты, 4 – граниты субщелочного состава, 5 – офиитовые габбро, габбро-диабазы, 6 – плагиомикроклиновые граниты, тоналиты, гранодиориты, 7 – латиты, монцониты, порфиоровидные граниты, 8 – лабрадориты, габбро, габбро-лабрадориты, 9 – биотитовые, двуслюдяные, гранат-биотитовые гнейсы, амфиболиты лебяжинской серии, 10 – биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы, амфиболиты кольской серии. Цифры в кружках – массивы щелочных и субщелочных гранитов: 1 – Белых Тундр, 2 – Понойский, 3 – Западных Кейв, 4 – Кукшинский. Во врезке справа сверху пунктиром показано положение области исследования в тектонической структуре центральной и северной частей Кольского полуострова. I–IV – мегаблоки: I – Мурманский, II – Кольско-Норвежский, III – Кейвский, IV – Имандра-Варзугский палеорифт.

ных и щелочных гранитов Кейвского мегаблока. Происхождение их исходных расплавов предполагается в результате плавления метасоматически измененных пород нижней коры при внедрении в нее мантийных базитовых магм с последующей дифференциацией палингенных кремнекислых расплавов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Кейвский мегаблок располагается в восточной части Кольского полуострова. С севера он ограничен зоной глубинного Северо-Кейвского разлома, и с юга – Имандра-Варзугской зоной карелид. Юго-западная часть блока сложена породами архейского возраста – гнейсами кольской и лебяжинской серий, массивами габбро-лабрадоритов и гранитоидами известково-щелочного, субщелочного и щелочного составов (рис. 1). Гнейсы кольской серии Кейвского мегаблока в настоящее время не датированы и геохимически слабо изучены. Наиболее ранние достоверно исследованные магматические производные пред-

ставлены гнейсами (метавулканитами) патчерв-тундровской и лебяжинской свит, образующими, соответственно, среднюю и верхнюю части лебяжинской серии. Гнейсы несут следы щелочного метасоматоза, проявленного в образовании микроклина, гастингсита, эгирина, магнетита (Белолипецкий и др., 1980) и повышенных концентраций щелочей и элементов примесей – Rb, Y, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, Sn, Pb, РЗЭ (Минц и др., 1996). Более поздний цикл начинается с внедрения комплекса *габбро-лабрадоритов*, вулканоплутонической ассоциации *латитов-монцонитов-гранитов*, и заканчивается образованием комплекса *микроклин-плагиоклазовых гранитов*. Во время последующего цикла были образованы комплексы *офиитовых габбро*, *габбро-диабазов* и более поздних *субщелочных и щелочных гранитов*. Завершают неархейский щелочной магматизм Кейвского мегаблока щелочные и нефелиновые сиениты Сахарйокского массива (Батиева, Бельков, 1984).

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ, ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Кремнекислые породы повышенной щелочности представлены ассоциацией латитов-монцитонитов-гранитов (АЛМГ), комплексами субщелочных и щелочных гранитов.

В состав АЛМГ входят породы известково-щелочного и субщелочного составов, относящиеся к производным субвулканической, гипабиссальной и мезоабиссальной фаций глубинности. Ими образованы реликтовые массивы и ксенолиты среди плагиомикроклиновых гранитов. Геолого-петрографическая и изотопно-геохимическая характеристика этих пород и минералов выполнена ранее (Ветрин и др., 2007; Ветрин, 2018а, б). Возраст АЛМГ определен по дискордии для цирконов из пород всех фаций глубинности, и составляет 2674 ± 6 млн лет (Ветрин, Родионов, 2009).

Субщелочные граниты образуют тела дайкообразной, изометричной или неправильной формы главным образом в южной части изученного района. Наибольшую площадь выходов на поверхность имеет Кукшинский массив (~ 200 км²), представляющий собой трещинное гарполитоподобное тело, сложенное крупнозернистыми порфировидными, часто неравномернозернистыми пироксен-амфибол-биотитовыми гранитами. Пироксен представлен геденбергитом, и амфибол — ферроэденитом и ферропаргаситом. С гранитами связаны дайки мелкозернистых гранитов и внутригранитных пегматитов. Время кристаллизации гранитов определено U-Pb методом по циркону в 2673 ± 10 млн лет (Ветрин, Родионов, 2009). Концентрации циркона в гранитах установлены в 303–642 ppm, и температура расплава, определенная по Zr- геотермометру (Hanchar, Watson, 2003), составляет 840–920°C (табл. 1). Для жильных гранитов температуры определены в 750–805°C. Давление при кристаллизации расплава определялось по содержанию в породе нормативного кварца и полевых шпатов (Yang, 2017), составляло 1.8–1.9 кбар и соответствует глубине ~ 5 км, отвечающей мезоабиссальной фации глубинности.

Щелочными гранитами образованы массивы Белых Тундр и Понойский. Массив Белых Тундр имеет неправильную удлиненную форму, близкое к субширотному простирание, и представляет собой трещинную пластообразную однофазную интрузию площадью около 240 км² (Батиева, 1976). Массив образован массивными порфировидными эгирин-арфведсонитовыми гранитами. Жильные производные представлены дайками мелкозернистых амфиболовых порфировидных гранитов, внутригранитными пегматитами, кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жилами с амфиболом. Возраст циркона из порфировидных гранитов северной части массива и из внутригра-

нитного пегматита определен, соответственно, в 2674 ± 10 и 2671 ± 11 млн лет (Ветрин, Родионов, 2009). Концентрации Zr в гранитах установлены в 547–1090 ppm, и температура расплава определена в 870–965°C. Давление при кристаллизации расплава составляло 1.1–1.2 кбар, соответствует глубине 3.0–3.2 км и отвечает нижней части гипабиссальной фации глубинности.

Понойский массив площадью около 700 км² имеет форму неправильного треугольника, образован среднезернистыми эгирин-арфведсонитовыми гранитами и разделен на несколько обособленных участков полосами вмещающих гнейсов и амфиболитов (Батиева, 1976; Ветрин и др., 1999). Граниты массива содержат жильобразные и изометрические пегматоидные обособления, а также маломощные (до 0.5 м) кварцевые жилы с амфиболом и ильменитом. При датировании центральных частей кристаллов циркона возраст кристаллизации гранитов определен в 2666 ± 10 млн лет, и время кристаллизации оболочек кристаллов, образованных при палеопротерозойском метаморфизме, установлено в 1802 ± 22 (Ветрин, Родионов, 2009). Граниты содержат 480–860 ppm циркония, температура расплава определена в 880–950°C, и давление в 0.5–0.6 кбар (1.5–1.6 км), что соответствует верхней части гипабиссальной фации глубинности.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Химический состав пород определен в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты), концентрации элементов-примесей — в ФГБУ ИМГРЭ (г. Москва) методом ICP-MS на приборе Elan 6100 DRC с ошибками определения редких и редкоземельных элементов не более 5–7%. Изотопный состав Hf в цирконе из датированных на SHRIMP II кристаллах (Ветрин, Родионов, 2009) определен в Университете Маквари, Сидней, Австралия методом лазерной абляции по методике (Griffin et al., 2000). Во время измерений среднее значение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ для стандарта Мад Танк составило 0.282512 ± 0.000024 ($n = 4$), и для цирконового стандарта Temora II — 0.282671 ± 0.000035 ($n = 7$). 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 $^{176}\text{Lu} = 1.865 \times 10^{-11}$ год⁻¹ (Scherer et al., 2001). Современные хондритовые отношения приняты как $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336 \pm \pm 0.0001$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785 \pm 0.000011$ (Bouvier et al., 2008). 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. Поскольку исходные расплавы для гранитоидов образуются за счет вещества сиалической

Таблица 1. Химический состав гранитов (главные элементы в мас. %, элементы примеси в ppm)

Компо- ненты	Субщелочные граниты КМ, номера образцов				Жильные граниты КМ		Щелочные граниты БТ, номера образцов					Жильный лейкогранит БТ	Щелочные граниты ПМ, номера образцов				
	6/06	2/06	1/06	3/06	7/06	4/06	228-2/07	226-1	8/06	7/06А	227-2/07		9/06	22/90	32/90	31/90	21/90
SiO ₂	68.63	71.23	71.86	71.91	70.77	71.51	70.65	71.82	73.87	74.33	75.60	74.04	75.43	75.71	76.06	76.16	76.35
TiO ₂	0.42	0.45	0.29	0.35	0.31	0.21	0.31	0.41	0.32	0.34	0.32	0.15	0.22	0.28	0.17	0.28	0.21
Al ₂ O ₃	14.08	12.19	12.72	12.69	13.68	13.58	10.97	12.35	11.29	11.32	10.58	11.58	11.26	11.18	10.74	10.47	10.16
Fe ₂ O ₃	0.59	1.13	1.19	0.44	0.17	<0.01	3.97	0.72	0.43	0.69	<0.01	0.55	1.83	2.07	1.45	1.60	1.70
FeO	4.66	4.02	3.36	3.80	3.72	3.62	5.43	3.48	3.55	2.89	3.55	3.46	0.95	1.16	1.47	1.23	1.23
MnO	0.06	0.07	0.06	0.06	0.05	0.04	0.08	0.06	0.08	0.06	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04
MgO	0.47	0.24	0.14	0.19	0.44	0.33	0.04	0.06	0.10	0.07	0.09	0.03	0.04	0.10	0.08	0.10	0.06
CaO	1.70	1.46	0.87	0.90	1.72	1.38	0.60	1.09	0.81	0.46	0.99	0.50	0.36	0.40	0.46	0.35	0.37
Na ₂ O	3.46	3.42	3.24	3.39	3.93	3.96	3.24	3.20	3.56	3.95	3.29	3.53	3.77	3.45	3.38	3.93	3.29
K ₂ O	4.23	4.34	4.95	5.02	3.95	4.46	4.50	5.17	4.76	5.09	4.05	4.87	5.28	4.73	4.90	4.75	5.18
H ₂ O-	0.26	0.17	0.14	0.15	0.20	0.15	0.17	0.23	0.11	0.08	0.21	0.12	0.00	0.57	0.18	0.06	0.20
H ₂ O+	0.79	0.67	0.51	0.42	0.42	0.42	<0.01	1.01	0.50	0.22	0.81	0.43	0.00	0.10	0.55	0.58	0.62
P ₂ O ₅	0.11	0.09	0.04	0.06	0.08	0.09	0.01	0.01	0.05	0.02	0.01	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	0.01	<0.01
CO ₂	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	<0.01	<0.01	0.05	0.22	<0.01	0.21	0.70	0.04	0.00	<0.01	0.06
F	0.08	0.03	0.10	0.03	0.06	0.03	0.01	0.01	0.06	0.04	0.02	0.18	0.11	0.16	0.19	0.05	0.11
K ₂ O/Na ₂ O	1.22	1.27	1.53	1.48	1.01	1.13	1.39	1.62	1.34	1.29	1.23	1.38	1.40	1.37	1.45	1.21	1.57
F _{ат} [*]	86.1	92.2	94.7	92.5	83.2	86.0	99.2	97.5	95.7	96.6	95.7	98.7	97.3	94.4	95.1	93.7	96.3
K _{арт} ^{**}	0.73	0.85	0.84	0.87	0.78	0.83	0.93	0.90	0.97	1.06	0.92	0.95	1.06	0.97	1.01	1.12	1.08
T _{Zr} ^{***}	840	890	920	865	805	750	930	965	870	890	930	770	880	950	920	940	910
U	6.00	2.92	4.39	1.48	2.62	1.06	2.86	4.41	4.88	3.96	2.61	3.70	5.00	—	6.00	—	8.00
Th	16.5	21.9	26.2	17.7	13.8	6.5	18.4	22.8	19.5	12.1	18.4	20.8	20.0	—	30.0	—	40.0
Rb	166	106	280	126	206	125	252	236	224	233	227	269	315	306	296	287	322
Cs	3.64	1.33	3.64	1.14	5.20	<0.01	0.67	1.68	3.39	3.56	1.35	1.86	—	—	—	—	—

Таблица 1. Окончание

Компо- ненты	Субщелочные граниты КМ, номера образцов					Жильные граниты КМ		Щелочные граниты БТ, номера образцов					Жильный лейкогранит БТ	Щелочные граниты ПМ, номера образцов				
	6/06	2/06	1/06	3/06	4/06	7/06	8/06	228-2/07	226-1	8/06	7/06А	227-2/07		22/90	32/90	31/90	21/90	29/90
Ba	726	386	427	468	885	756	157	138	238	157	103	170	41	200	150	180	160	120
Sr	108	51.4	58.9	53.6	117	112	27.3	11.1	16.7	27.3	275	12.3	17.7	17.0	16.0	15.0	12.0	8.0
La	86.7	104	239	158	27.6	28.4	98.7	47.7	32.4	98.7	63.4	91.7	67.2	106	130	—	—	135
Ce	159	222	401	264	54	80	214	173	223	214	144	210	153	225	250	—	—	254
Pr	19.4	25.5	54.1	37.5	6.1	7.0	24.1	13.4	10.3	24.1	15.4	20.2	17.6	—	—	—	—	—
Nd	65.9	94.3	185	126	22.1	24.1	84.9	47.5	45.1	84.9	57.2	74.3	63.4	88.0	110	—	—	110
Sm	11.2	17.4	31.8	21.2	4.3	4.2	16.1	9.5	14.5	16.1	11.7	14.5	11.9	13.4	18.8	—	—	17.3
Eu	0.69	1.80	2.89	2.03	0.99	0.55	1.20	0.67	1.33	1.20	1.18	1.04	0.78	0.85	1.26	—	—	0.93
Gd	8.49	16.1	24.8	15.6	3.56	3.24	14.0	7.72	15.4	14.0	10.8	13.0	9.87	—	—	—	—	—
Tb	1.26	2.55	3.83	2.17	0.57	0.49	2.19	1.27	2.62	2.19	1.72	2.11	1.42	1.80	2.60	—	—	2.70
Dy	7.20	15.2	22.5	11.8	3.28	2.84	13.4	7.72	15.9	13.4	10.7	12.6	8.12	—	—	—	—	—
Ho	1.40	3.01	4.46	2.26	0.66	0.58	2.70	1.55	3.10	2.70	2.19	2.53	1.51	—	—	—	—	—
Er	3.81	8.22	13.2	5.95	1.80	1.71	7.75	4.43	8.54	7.75	6.16	7.01	4.05	—	—	—	—	—
Tm	0.55	1.18	1.84	0.82	0.26	0.27	1.18	0.69	1.26	1.18	0.96	1.03	0.63	—	—	—	—	—
Yb	3.26	7.34	11.2	4.80	1.52	1.71	7.44	5.00	8.19	7.44	6.05	6.51	4.31	7.20	10.0	—	—	9.40
Lu	0.48	1.14	1.63	0.74	0.23	0.27	1.15	0.93	1.27	1.15	0.94	0.98	0.75	1.20	1.57	—	—	1.40
Zr	303	633	642	400	124	213	547	925	1090	547	594	806	148	480	772	686	860	700
Hf	7.13	19.6	17.9	8.74	2.76	4.74	12.5	19.3	24.0	12.5	12.2	17.8	6.65	—	—	—	—	—
Ta	0.88	1.53	3.34	1.95	0.41	0.83	2.51	1.42	2.38	2.51	1.31	1.47	2.51	—	—	—	—	—
Nb	12.4	18.7	47.9	17.8	6.3	14.7	39.7	20.5	37.8	39.7	17.5	18.6	19.3	40.0	50.0	44.0	49.0	42.0
Y	39.7	60.0	92.5	52.6	17.7	17.1	69.7	36.3	68.5	69.7	59.5	60.5	37.5	60.0	83.0	100	54.0	94.0
Ga	23.0	23.2	42.2	28.4	19.0	21.4	31.0	29.4	31.5	31.0	30.7	28.2	35.3	31.5	29.8	28.7	30.8	27.6

Примечания. * (Na+K)/Al, атомн. кол-ва, ** 100ΣFe/(ΣFe+Mg), атомн. кол-ва, *** T°C, циркониевый геотермометр (Hanchan, Watson, 2003). Анализы гранитов ПМ — из работы (Ветрин и др., 1999). Прочерк- элемент не определяется.

коры, возникшей из деплетированной мантии, для определения модельного Hf-возраста (T_{DM}^c) применялась двухстадийная модель при среднем значении $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ для коры в целом (Griffin et al., 2002).

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Субщелочные граниты Кукшинского массива (КМ), щелочные граниты Белых Тундр (БТ) и Понойского массива (ПМ) содержат умеренное или повышенное количество щелочей (среднее, соответственно, 8.0, 8.2, 8.5%, табл. 1) с преобладанием калия над натрием ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.4$). Увеличение концентраций щелочей от гранитов КМ к породам БТ и ПМ сопровождается уменьшением в них концентраций глинозема (средние, соответственно, 12.9, 11.3 и 10.8%). Обусловленный этим рост величины коэффициента апаитности ($K_{\text{ап}}$) до ≥ 0.9 является индикатором появления в гранитах КМ и ПМ щелочных пироксенов и амфиболов (рис. 2а). По величине соотношений глинозема со щелочами (A/NK), щелочами и кальцием (A/CNK) граниты БТ и ПМ находятся в полях составов щелочных и недосыщенных глиноземом пород, тогда как часть образцов субщелочных гранитов КМ незначительно пересыщена глиноземом (рис. 2б). В породах всех массивов железо существенно преобладает над магнием с вариациями железистости ($F_{\text{ат}}$) в пределах 86–99%, и по отношениям SiO_2 и Fe/Mg (Frost, Frost, 2011) граниты относятся к железистому типу. Концентрации железа и величина отношения $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ уменьшаются от субщелочных гранитов КМ к щелочным гранитам БТ и ПМ (рис. 2в) и связаны обратной корреляционной связью с $K_{\text{ап}}$ ($r = -0.60$). Концентрации кальция уменьшаются от субщелочных гранитов КМ (среднее 1.2%) к щелочным гранитам БТ и ПМ (0.79 и 0.39%), и на диаграмме в координатах SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – CaO) точки состава гранитов располагаются в поле щелочно-известковых гранитов (рис. 2г). На диаграммах соотношения концентраций SiO_2 и породообразующих окислов точки составов гранитов всех массивов образуют единые тренды с уменьшением содержаний TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , MgO , CaO и увеличением концентраций щелочей по мере роста SiO_2 . Жильные граниты имеют более лейкократовый состав и при близких концентрациях SiO_2 незначительно обогащены Na_2O и Al_2O_3 по сравнению с вмещающими гранитами.

Граниты всех массивов содержат повышенные концентрации K, Rb, Cs, Th, U, Zr, Hf, PЗЭ, что в сочетании с низкими концентрациями Ba, Sr, P, Ti определяет резкие минимумы последних на мультиэлементных спектрах (рис. 3а) и характеризует существенно коровый источник распла-

вов. Для элементов первой группы установлена положительная корреляция с SiO_2 , и для Ba, Sr, P, Ti – уменьшение концентраций при росте SiO_2 . Кривые распределения PЗЭ для гранитов всех массивов (рис. 3б) имеют идентичную конфигурацию с отрицательным наклоном левых крыльев ($\text{La}/\text{Sm}_N = 1.4\text{--}4.9$) и близким к горизонтальному положением правых крыльев ($\text{Gd}/\text{Lu}_N = 1.0\text{--}2.6$). Слегка вогнутая форма кривых распределения PЗЭ наряду с отчетливо проявленным Eu- минимумом ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.22\text{--}0.34$) и его положительной корреляцией с Sr определяет участие амфибола и плагиоклаза в кумулате. Граниты умеренно обогащены Nb (12–50 ppm) и Ta (0.9–2.4 ppm). Высокие отношения Nb/Ta (15–17) в соответствии с низкими отношениями Nb/La (0.4) свидетельствуют о наличии титанита в составе кристаллизата при дифференциации (Klemme et al., 2005). Жильные производные субщелочных гранитов имеют пониженные концентрации PЗЭ, повышенные значения Eu/Eu^* (0.46–0.77) и отражают состав относительно слабо дифференцированного остаточного расплава.

Наблюдаемые тренды изменения главных и второстепенных элементов в гранитах обусловлены, вероятно, различной степенью кристаллизационной дифференциации исходных средне-кремнекислых расплавов известково-щелочного и субщелочного составов. Эволюция расплавов происходила с удалением Fe–Mg-силикатов, магнетита, Ti и P-содержащих фаз, таких как ильменит, титанит и апатит, а также фракционированием плагиоклаза, вызывающего уменьшение в расплаве концентраций Ca и Al. Согласованное поведение REE, Zr и Y определялось их нахождением в амфиболе, титаните, цирконе и алланите. Моделирование минерального баланса (Cabero et al., 2012) с использованием составов минералов из образцов щелочных гранитов массива БТ (материалы В.Р. Ветрина), показывает, что изменение состава главных элементов при увеличении концентрации SiO_2 от 70.65 до 75.6% согласуется с фракционированием минеральных ассоциаций, включающих 48% амфибола, 38% эгирина, 12% альбита, 2% ильменита. Количество рестита, по химическому составу отвечавшего субщелочному габбро, оценивается в 18%.

МОРФОЛОГИЯ И СОСТАВ КРИСТАЛЛОВ ЦИРКОНА

Бесцветные, розоватые кристаллы циркона размером 0.05–1.0 мм образованы комбинацией граней (110) и (111), включены в зерна плагиоклаза и имеют хорошо выраженную осцилляционную зональность (рис. 4), что наряду с повышенным отношением $\text{Th}/\text{U} = 0.45\text{--}0.50$ определяет их магматический генезис. Удлиненность кристаллов (l/h) уменьшается от субщелочных гранитов КМ (2.1–5.0, среднее 3.2, $n = 17$) к щелочным грани-

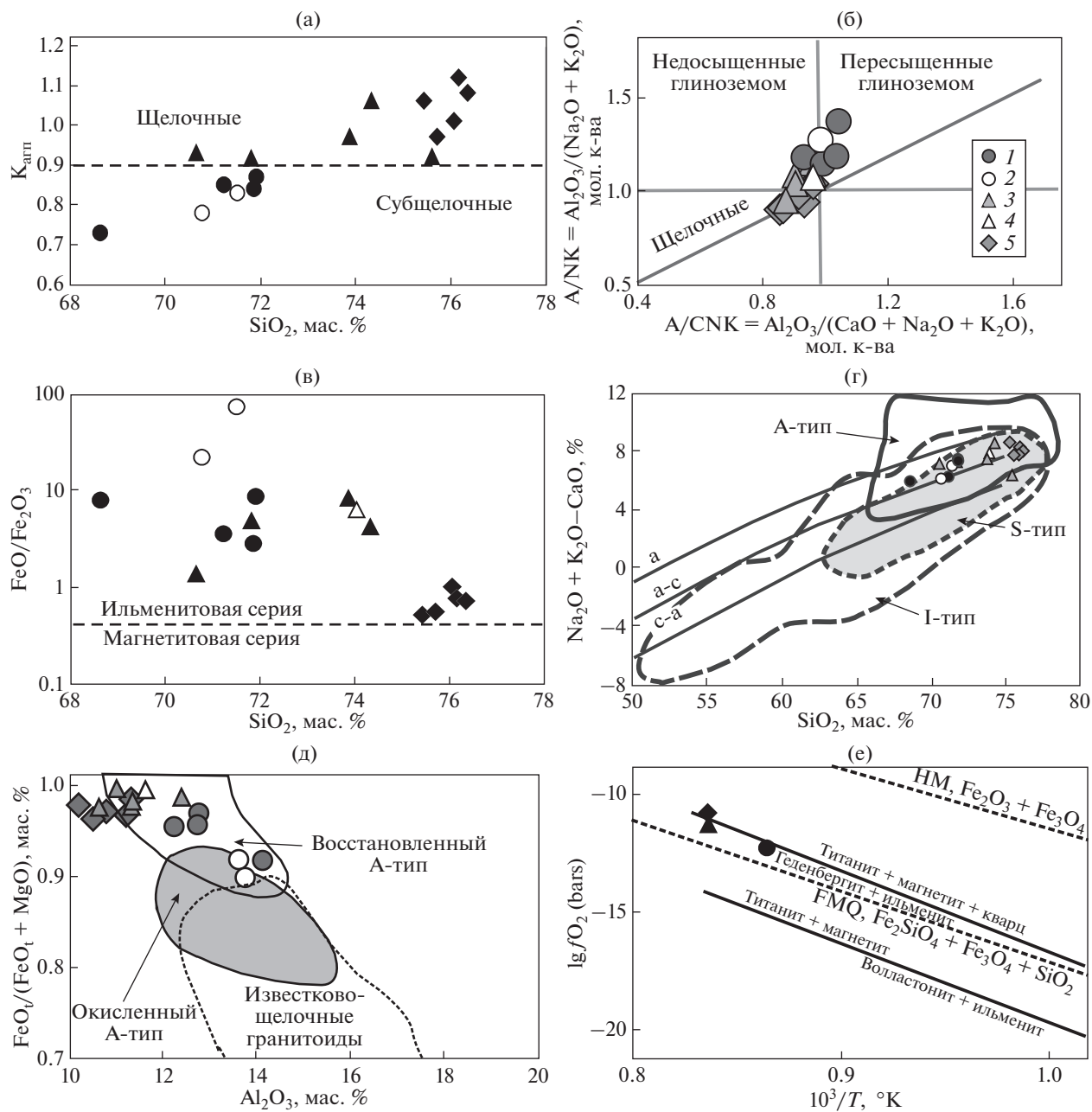


Рис. 2. Диаграммы соотношения компонентов в субщелочных и щелочных гранитах: а – SiO_2 – K_{sp} ($(Na + K)/Al$), б – A/NK ($Al/(Ca + Na + K)$)– A/CNK ($Al/(Na + K)$), по (Maniar, Piccoli, 1989), в – SiO_2 – FeO/Fe_2O_3 , граница между ильменитовой и магнетитовой сериями гранитоидов приведена по (Ishichara, 1981), г – SiO_2 – $(Na_2O + K_2O - CaO)$, серии пород: а – щелочная, а-с – щелочно-известковая, с-а – известково-щелочная, I, S, A – типы гранитов (Frost, Frost, 2011), д – диаграмма классификации гранитоидов (Dall'Agno, Oliveira, 2007), е – диаграмма зависимости минеральных ассоциаций от температуры и фугитивности кислорода, HM и FMQ – линии гематит-магнетитового и фаялит-магнетит-кварцевого буферов (Wones, 1989). 1 – субщелочные граниты КМ, 2 – жильные субщелочные граниты КМ, 3 – щелочные граниты БТ, 4 – жильные щелочные граниты БТ, 5 – щелочные граниты ПМ.

там БТ (2.1–3.3, среднее 2.7, $n = 17$) и ПМ (1.0–3.0, среднее 2.0, $n = 18$) и имеет обратную корреляционную связь с температурами расплавов этих гранитов (средние, соответственно, 880, 917 и 920°C). По содержанию ряда редких элементов (Eu, Gd, Dy, Er, Yb, Y, Nb, Hf) циркон из щелочных гранитов ПМ близок к циркону из гранитоидов, тогда как по

концентрациям Ce, Pr, Nd, Sm, Lu, P, Ti, Th, U, занимает промежуточное положение между составами циркона из гранитоидов и базальтов (рис. 5). Ядерные части кристаллов местами окружены темными в CL-излучении не зональными оболочками с $Th/U = 0.03$ – 0.06 , образованными при метаморфизме пород в палеопротерозое

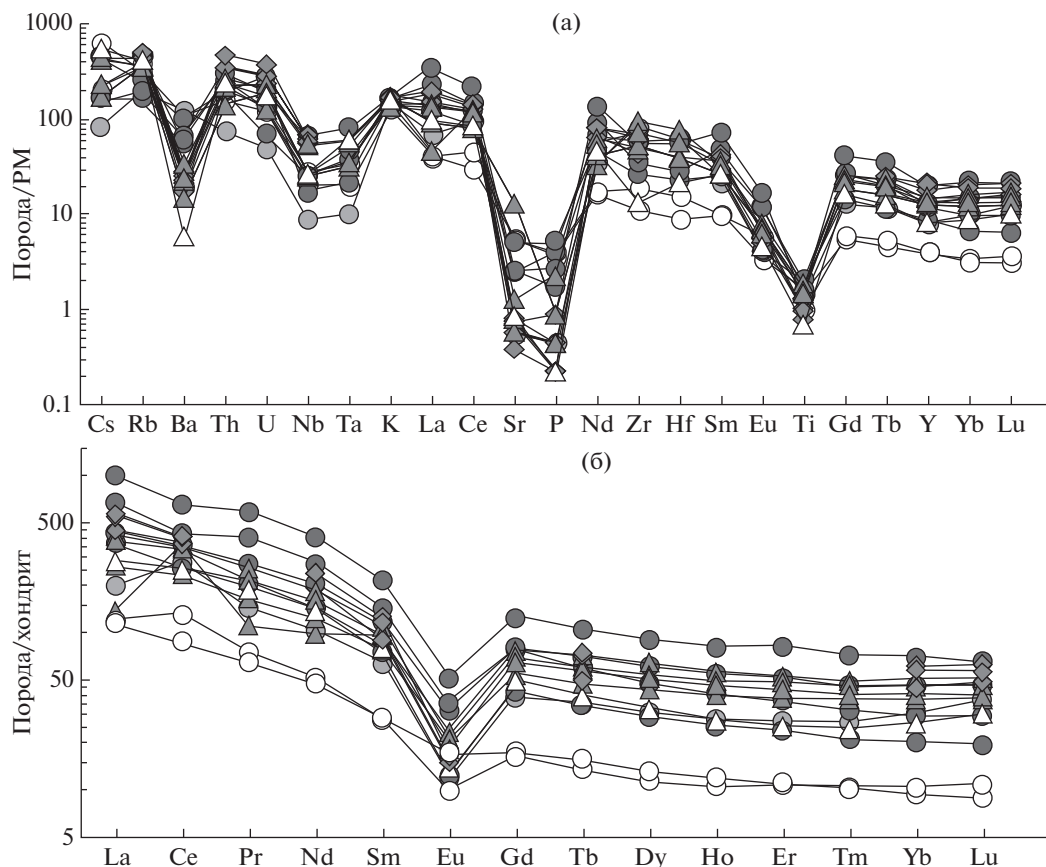


Рис. 3. Нормированные к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) и хондриту (Boynton, 1984) концентрации редких элементов (а) и РЗЭ (б) в гранитах. Условные обозначения см. рис. 2.

(Ветрин, Родионов, 2009). Следует отметить, что средние концентрации Zr в гранитах массивов составляют 495–792 ppm и существенно превышают его содержание в А-гранитах (330–460 ppm, Kemp, Hawkesworth, 2003). Высокие концентрации Zr, характерные для высокотемпературных гранитоидов, свидетельствуют о насыщенности расплава этим элементом и вероятной кристаллизации циркона на протяжении всего периода эволюции расплава.

Lu-Hf ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМА

Изотопный состав Hf изучен в цирконе из субщелочных гранитов Кукшинского массива (обр. 2/06), щелочных гранитов Белых Тундр (обр. 8/06) и Понойского массива (обр. 26/90) (табл. 2). Начальные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (Hf_i) центральных частей кристаллов находятся в пределах 0.281004–0.281175, и точки состава циркона образуют поле в районе возрастного тренда составов однородного хондритового резервуара (CHUR, рис. 6а). Для 11 образцов значения $\epsilon\text{Hf}(T)$ находятся в интервале от –0.5 до 0.5, имея погрешности определения от 0.47 до 0.71, что определяет их расположение в районе $\epsilon\text{Hf}(T) \sim 0$, свойственное

для расплавов, образованных из плюмового источника. 12 образцов циркона имеют отрицательные значения $\epsilon\text{Hf}(T)$ (до –2.9), и 8 образцов – положительную (до 3.8) величину этого показателя. Преобладающая часть точек составов располагается в полях циркона из плагииогнейсов Кольской сверхглубокой скважины, эклогитов южной части Кольского полуострова и находятся главным образом в поле составов АЛМГ и неоархейских кристаллов циркона из гранатовых гранулитов нижней коры. По величине $\epsilon\text{Hf}(T)$ точки состава циркона находятся в области развития коры с $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ и возрастами в 3.1–3.2 млрд лет (рис. 6б). Согласно геохимическим и изотопно-геохимическим данным для всех ранее изученных цирконов и вмещающих пород предполагается базитовый состав протолитов (Mints et al., 2010; Ветрин и др., 2016, 2017). Двухстадийный модельный возраст ($T_{(\text{DM})}^C$) кристаллов циркона составляет 2.92–3.28 млрд лет. Время нахождения протолитов в коре, определяемое разницей между модельным возрастом и временем кристаллизации циркона, оценивается в 260–620 млн лет. Коэффициент фракционирования $f_{\text{Lu}} = [(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{обр.}} / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}^0] - 1$ во всех

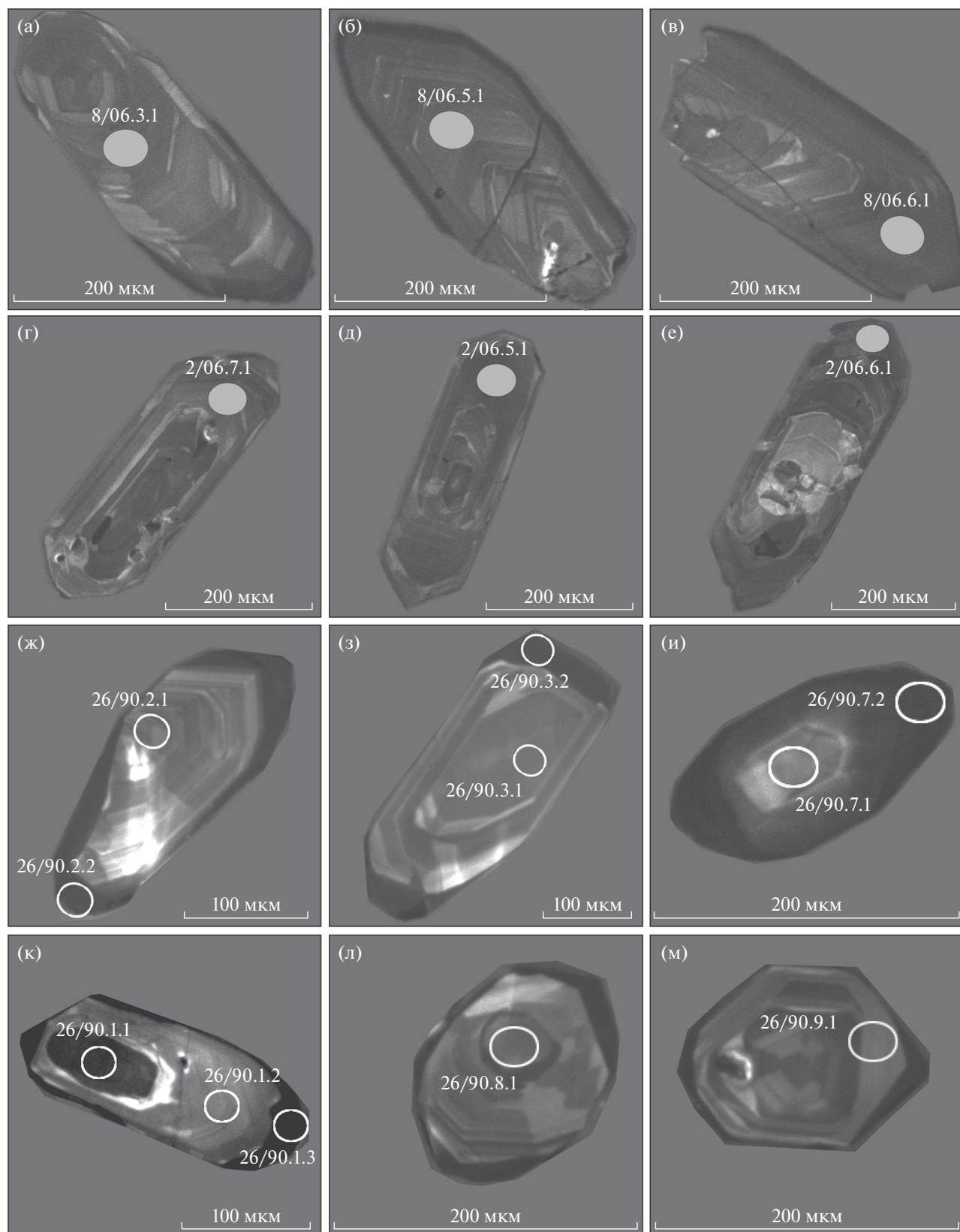


Рис. 4. Католюминесцентные фотографии циркона из гранитов. Круги — область U-Pb и Lu-Hf изотопного анализа на поверхности кристалла, цифры соответствуют номерам анализов в табл. 2.

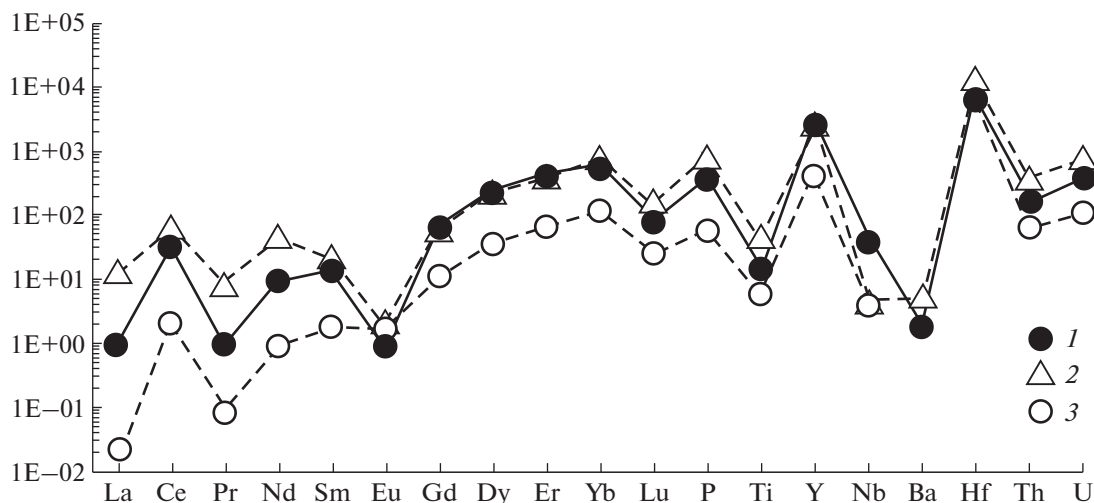


Рис. 5. Диаграмма сопоставления редкоземельного состава циркона из щелочных гранитов Понойского массива (Балашов, Скублов, 2011) с цирконом из гранитоидов и базальтов. 1–3 – циркон, соответственно, из гранитоидов и базальтов (Belousova et al., 2002) и гранитов ПМ (1).

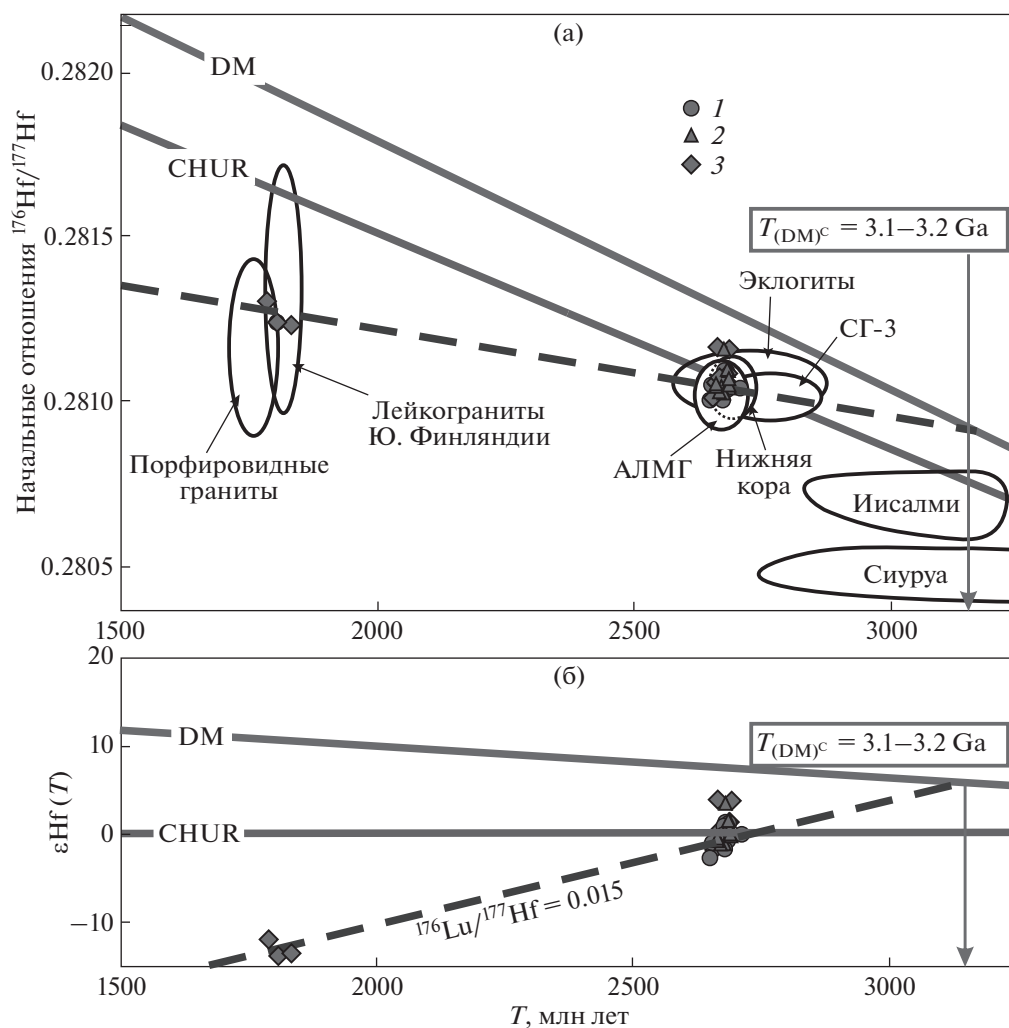


Рис. 6. Начальные изотопные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (а) и значения $\varepsilon\text{Hf}(T)$ (б) в цирконе из гранитов. Поля составов – по (Ветрин и др., 2016; Ветрин, 2018б). Пунктиром показаны тренды эволюции коры с возрастaми 3.1–3.2 млрд лет при $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$. 1 – циркон из субщелочных гранитов КМ, 2, 3 – циркон из щелочных гранитов БТ и ПМ.

Таблица 2. Lu-Hf изотопные данные для циркона

№№ анализов	Массив	Точка анализа	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 1\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	T_{Zr} млн лет	Hf_i	$\varepsilon\text{Hf}(T)$	$\pm 1\sigma$	T_{DM} , 10^9 лет	T_{DM}^c , 10^9 лет	f_{Lu}
2/06.1.1	КМ	Центр	0.281069	0.000016	0.001287	0.041897	2646	0.281004	-2.89	0.56	3.06	3.28	-0.961
2/06.2.1	»	»	0.281097	0.000019	0.001069	0.032854	2707	0.281042	-0.13	0.69	3.01	3.17	-0.968
2/06.4.1	»	»	0.281126	0.000013	0.000589	0.018393	2678	0.281095	1.11	0.45	2.93	3.08	-0.982
2/06.5.1	»	»	0.281090	0.000017	0.001021	0.032785	2681	0.281038	-0.87	0.61	3.01	3.19	-0.969
2/06.6.1	»	»	0.281082	0.000012	0.000651	0.021647	2651	0.281049	-1.17	0.42	2.99	3.19	-0.980
2/06.7.1	»	»	0.281095	0.000014	0.000612	0.019187	2672	0.281063	-0.17	0.51	2.97	3.15	-0.982
2/06.8.1	»	»	0.281118	0.000012	0.000512	0.015162	2682	0.281091	1.05	0.41	2.94	3.08	-0.985
2/06.9.1	»	»	0.281135	0.000013	0.000957	0.030462	2675	0.281086	0.71	0.46	2.95	3.10	-0.971
2/06.10.1	»	»	0.281088	0.000013	0.000647	0.020459	2679	0.281055	-0.30	0.47	2.99	3.16	-0.981
2/06.11	»	»	0.281076	0.000016	0.001240	0.039518	2673	0.281013	-1.94	0.58	3.05	3.25	-0.959
8/06.1.1	БТ	Центр	0.281083	0.000019	0.000879	0.027365	2686	0.281038	-0.75	0.68	3.01	3.19	-0.974
8/06.2.1	»	»	0.281089	0.000016	0.000957	0.029851	2669	0.281040	-1.06	0.56	3.01	3.20	-0.971
8/06.3.1	»	»	0.281084	0.000017	0.001220	0.037881	2674	0.281022	-1.61	0.59	3.04	3.23	-0.963
8/06.4.1	»	»	0.281140	0.000015	0.000994	0.031024	2683	0.281089	0.99	0.54	2.94	3.09	-0.970
8/06.5.1	»	»	0.281134	0.000015	0.000844	0.026013	2681	0.281091	1.02	0.54	2.94	3.08	-0.975
8/06.6.1	»	»	0.281072	0.000015	0.000931	0.029483	2666	0.281025	-1.69	0.54	3.03	3.23	-0.972
8/06.7.1	»	»	0.281084	0.000016	0.000851	0.027288	2660	0.281041	-1.26	0.55	3.01	3.20	-0.974
8/06.8.1	»	»	0.281098	0.000016	0.001026	0.032655	2685	0.281046	-0.50	0.58	3.00	3.18	-0.969
8/06.9.1	»	»	0.281099	0.000015	0.001010	0.032726	2660	0.281048	-1.01	0.54	3.00	3.19	-0.970
8/06.10.1	»	»	0.281107	0.000017	0.000860	0.028219	2684	0.281063	0.10	0.59	2.98	3.14	-0.974
8/06.11	»	»	0.281212	0.000015	0.001184	0.036630	2675	0.281151	3.01	0.53	2.86	2.96	-0.964
26/90.1.1	ПМ	Центр	0.281102	0.000018	0.000761	0.025114	2662	0.281063	-0.42	0.63	2.98	3.15	-0.977
26/90.1.2	»	»	0.281135	0.000018	0.001375	0.045258	2661	0.281065	-0.35	0.65	2.98	3.15	-0.959
26/90.2.1	»	»	0.281093	0.000016	0.001357	0.044330	2653	0.281024	-2.02	0.58	3.03	3.24	-0.959
26/90.2.2	»	Край	0.281265	0.000022	0.000680	0.026766	1804	0.281241	-13.99	0.78	2.75	3.25	-0.980
26/90.3.1	»	Центр	0.281141	0.000015	0.001394	0.046078	2678	0.281069	0.17	0.52	2.97	3.13	-0.958
26/90.3.2	»	Край	0.281249	0.000021	0.000443	0.016639	1829	0.281234	-13.67	0.73	2.75	3.25	-0.987
26/90.4.1	»	Центр	0.281151	0.000019	0.001108	0.038003	2683	0.281094	1.19	0.67	2.94	3.08	-0.967
26/90.5.1	»	»	0.281122	0.000015	0.001093	0.035387	2660	0.281066	-0.35	0.52	2.97	3.15	-0.967
26/90.6.1	»	»	0.281111	0.000018	0.001035	0.033442	2670	0.281058	-0.41	0.63	2.99	3.16	-0.97
26/90.7.1	»	»	0.281210	0.000020	0.002494	0.084274	2665	0.281083	0.35	0.71	2.96	3.11	-0.925
26/90.7.2	»	Край	0.281329	0.000038	0.000616	0.023917	1785	0.281308	-12.06	1.34	2.66	3.13	-0.981
26/90.8.1	»	Центр	0.281207	0.000016	0.000815	0.027271	2686	0.281165	3.79	0.58	2.84	2.92	-0.975
26/90.9.1	»	»	0.281214	0.000023	0.000754	0.031308	2661	0.281175	3.55	0.83	2.82	2.92	-0.977

Примечание. Hf_i — начальные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$; f_{Lu} — коэффициент фракционирования (см. текст).

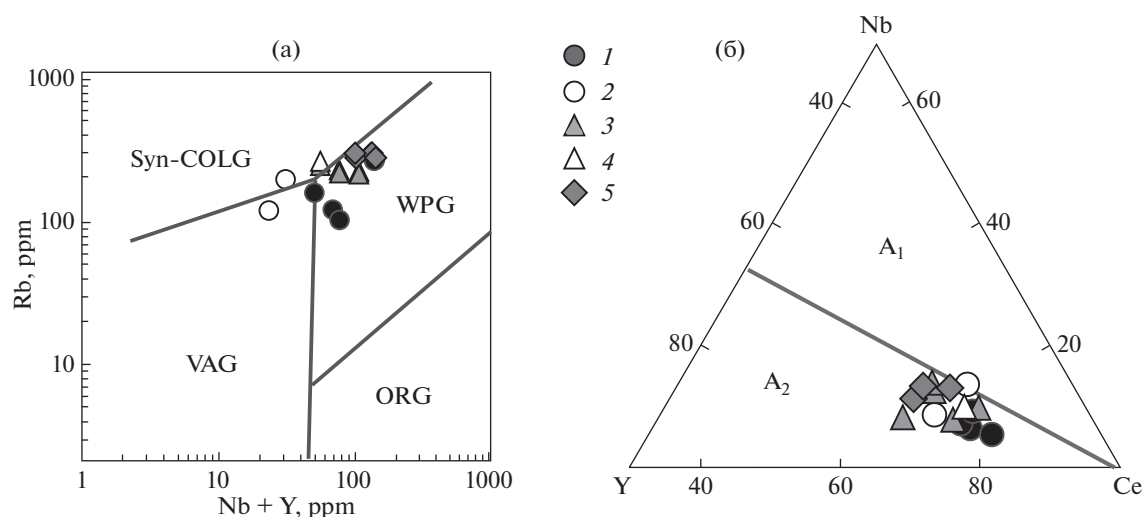


Рис. 7. Диаграммы тектонической дискриминации гранитоидов: Y + Nb–Rb (a) (Pearce et al., 1984), Y–Nb–Ce (б) (Eby, 1992). VAG – граниты островных дуг, sin-COLG – синколлизийные граниты, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты. A₁ – гранитоиды A-типа анорогенных обстановок, A₂ – посторогенные и анорогенные гранитоиды A-типа. Условные обозначения см. рис. 2.

изученных цирконах имеет отрицательные значения и варьирует от -0.925 до -0.987 (табл. 2). Средние значения коэффициента фракционирования в цирконе имеют близкие значения в субщелочных гранитах ($f_{Lu} = -0.974$), щелочных гранитах БТ (-0.970) и ПМ (-0.968). Величина Hf_i в метаморфогенных оболочках кристаллов циркона (точки 25, 27, 32, табл. 2) определена в 0.281234 – 0.281308 , на 0.001 – 0.003 превышает величину Hf_i в неоархейских ядрах кристаллов, и соответствует приращению этой величины в цирконе при развитии коры с возрастом 3.1 – 3.2 млрд лет и $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.015$ в условиях закрытой системы. На диаграмме в координатах “возраст, млн лет – Hf_i ” точки состава оболочек расположены в полях составов циркона из лейкогранитов южной Финляндии и порфировидных гранитов сев. части Балтийского щита. Для последних образование исходных магм предполагается при плавлении базитовых пород нижней коры, испытавших процесс гранитизации в интервале 1.5 – 1.83 млн лет (Ветрин, 2014).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геохимический тип пород. Изученные граниты по составу относятся к калиевым, щелочно-известковым, высокожелезистым породам, содержащим повышенные концентрации крупноионных, высокозарядных и редкоземельных элементов. По этим критериям они отвечают гранитам A-типа (Loiselle, Wones, 1979), и располагаются в полях составов внутриплитных A-гранитов (рис. 7а). На диаграмме в координатах Y–Nb–Ce точки составов локализованы в поле A₂-гранитов вблизи границы A₁–A₂ (рис. 7б). Образование

гранитов A₂-типа предполагается в условиях растяжения при плавлении сиалической континентальной коры или базитовой нижней коры, возникшей из источников, по составу близких к базальтам островных дуг и континентальных окраин (Eby, 1992). Как показал Б. Бонин (Bonin, 2007), на диаграмме Y–Nb–Ce граниты A-типа образуют протяженные тренды составов от постколлизийных гранитов A₂-типа к посторогенным гранитам вблизи A₂–A₁ границы, и далее в направлении к анорогенным гранитам A₁-типа. В геохимическом плане эта тенденция определяется увеличением вклада в состав гранитов мафического источника с внутриплитными характеристиками при уменьшении вклада корового сиалического вещества.

A-граниты могут кристаллизоваться в восстановительных ($FeO/Fe_2O_3 > 0.5$) и окислительных ($FeO/Fe_2O_3 < 0.5$) условиях с образованием ильменитовой или магнетитовой серий гранитоидов (Ishihara, 1981). Величина отношения FeO/Fe_2O_3 в гранитах всех массивов варьирует в пределах 0.52 – 8.64 , достигая 72.4 в жильных породах. Это позволяет отнести изученные граниты к производным ильменитовой серии (рис. 2в), кристаллизовавшимся в условиях пониженной фугитивности кислорода (Loiselle, Wones, 1979; Frost, Frost, 2011). На диаграмме в координатах Al_2O_3 – $FeO_i/(FeO_i + MgO)$ (Dall’Agnol, Oliveira, 2007) точки состава гранитов также располагаются в поле гранитоидов восстановленного A-типа (рис. 2д). Оценка активности кислорода при кристаллизации гранитов выполнена по методу Д. Уонса (Wones, 1989) с использованием значений P и T , приведенных выше. Полученные данные показывают незначительное увеличение активности

кислорода от субщелочных гранитов КМ ($\lg fO_2 = -11.62$) к щелочным гранитам БТ ($\lg fO_2 = -10.92$) и ПМ ($\lg fO_2 = -10.89$). Точки состава гранитов локализованы на линии равновесия ассоциации титанит + магнетит + кварц – геденбергит + ильменит вблизи буфера FMQ (рис. 2е), чем объясняется совместное нахождение ильменита, магнетита и титанита в изученных гранитах. Эти данные находятся в соответствии с минералогией субщелочных и щелочных гранитов, среди которых выделены как существенно ильменитовые, так и магнетитовые типы пород (Батиева, 1976).

Источники вещества исходных магм. Граниты всех массивов имеют высокие концентрации К, Rb, Cs, Th, U, Zr, Hf, PЗЭ и повышенные значения отношений Y/Nb (1.9–2.5) и Yb/Ta (3.4–3.7), характерные для гранитов, образованных за счет коровых источников (Eby, 1990). По величине отношения Th/U = 5.7 граниты сопоставимы с породами нижней коры (6.0; Rudnick, Gao, 2003), что подтверждается и особенностями Lu-Hf изотопного состава циркона из рассматриваемых пород.

В настоящее время нет информации о составе пород нижней коры в пределах Кейвского мегаблока. Их наличие можно предполагать в составе диагностируемого по сейсмическим данным гранулит-базитового слоя на глубинах более 3–4 км (Литвиненко и др., 1968). В южной части Кольского полуострова отторженцы и ксенолиты нижней коры изучены в пределах Беломорского подвижного пояса, где представлены амфиболитами и гранатовыми гранулитами с протолитами базитового состава, содержащими жильные тела гранитоидов (Kempton et al., 1995, 2001; Ветрин и др., 2017; Koreshkova et al., 2017). Базитовый состав нижней коры предполагается и при изучении глубинных частей разреза всех континентов Земли (Rudnick, Gao, 2003). В отличие от Беломорского подвижного пояса, нижняя кора Кейвского мегаблока в неоархее была подвержена, вероятно, щелочному метасоматозу, обусловившему широкое развитие щелочных метасоматитов в породах верхней коры (Белопицкий и др., 1980; Минц и др., 1996).

Изучение геологии и петрологии массивов щелочных гранитов Кольского полуострова свидетельствует о тесной возрастной и пространственной сопряженности основного и щелочного магматизма (Батиева, 1976). Щелочные граниты Понойского массива содержат ксенолиты основных пород – габбродиабазов, габбро, габброноритов, которые по составу и возрасту коррелируются с породами дайкового комплекса в окружении массива, и по петрохимическим параметрам реконструкции геодинамических обстановок формирования (Добрецов, 1981) соответствуют плато базальтам и траппам. Можно полагать, что глубинные основные магмы вносили свой вещественный вклад и обеспечивали тепловой энергией частичное плавление базитовых пород нижней коры с образова-

нием средних и кремнекислых расплавов (Sylvester, 1998; Rushmer, 1993), представлявших собой смесь производных плавления базитового и фельзитического материала. Различным вкладом этих компонентов в состав расплавов объясняется, вероятно, и изменчивость редкоэлементного состава и изотопных Hf-характеристик кристаллов циркона.

Помимо этих составляющих кремнекислые расплавы могли содержать, вероятно, верхнекоревой и мантийный компоненты, обусловленные как процессами контаминации расплавов верхнекоровыми породами при их подъеме к поверхности, так и влиянием глубинных магм.

Выдержанный по главным и редким элементам состав гранитов, а также отсутствие в них ксеногенных кристаллов циркона свидетельствует об ограниченном проявлении процессов контаминации расплавов материалом верхней коры. Это подтверждается и незначительными вариациями коэффициента фракционирования f_{Lu} в цирконе из гранитов всех массивов.

Бликие к нулевым значения $\varepsilon_{Hf}(T)$ для части образцов циркона определяют происхождение исходных магм из глубинного мантийного источника. При подъеме к поверхности плюмовые производные могли быть контаминированы неоднородным по составу веществом нижней коры с образованием как отрицательных, так и положительных значений $\varepsilon_{Hf}(T)$ в цирконе из этих пород. Наличие мантийной составляющей в количестве 3–7% установлено в щелочных гранитах и при изучении изотопного состава гелия, выделенного при отжиге первичных флюидных включений в аксессуарном ильмените. Предполагается, что флюид, захваченный ильменитом при кристаллизации гранитов Понойского массива, был образован при смешении радиогенного гелия коры с ювенильным изотопом 3He в соотношении $\sim(14-42) : 1$ (Ветрин и др., 2003).

ВЫВОДЫ

Субщелочные и щелочные граниты Кейвского мегаблока по составу относятся к калиевым щелочно-известковым высокожелезистым породам, содержащим повышенные концентрации крупноионных, высокозарядных и редкоземельных элементов. По этим критериям они отвечают гранитам A_2 -типа (Eby, 1992), формировавшимся в посторогенных или анорогенных тектонических обстановках.

Возрастные данные, а также Lu-Hf систематика циркона позволяют полагать, что около 2.7 млрд лет назад к основанию литосферной мантии Кейвского мегаблока всплыл глубинный диапир (плюм), обусловивший ее плавление с образованием базитовых расплавов, представленных в верхней коре породами дайковых серий и ксенолитами в гранитах. Во время подъема плюма сопровождавший и опережавший его флюидный поток произ-

водил предшествующее плавлению метасоматическое изменение (щелочной метасоматоз) литосферной мантии и расположенных выше пород коры с обогащением их щелочами и элементами примесями. При внедрении высокотемпературных базитовых расплавов в основание нижней коры происходило плавление метасоматически измененных нижнекорковых пород.

Кремнекислые расплавы, образованные при плавлении пород нижней коры, в значительной степени наследовали, вероятно, ее обогащенный микроэлементами состав, определявший специфику внутриплитных гранитов А-типа (Frost, Frost, 1997, 2011). При подъеме в верхнюю кору палингенные нижнекорковые расплавы изменяли свой состав в процессе фракционной кристаллизации с образованием более кремнекислых субщелочных и щелочных составов. Уменьшение концентраций ряда микроэлементов с увеличением дифференциации расплава показывает, что они вели себя совместно во время эволюции магмы, что было обусловлено вхождением амфибола, пироксена, титанита, алланита и апатита в состав кумулата. Увеличение Eu-аномалии и уменьшение концентрации Sr с увеличением SiO_2 определяет участие плагиоклаза в качестве фракционированной фазы. Кристаллизация высокотемпературных гранитных расплавов происходила в условиях мезо- и гипабиссальной фаций глубинности в условиях пониженной фугитивности кислорода, близкой к буферу FMQ, чем объясняется совместное нахождение ильменита, магнетита и титанита в субщелочных и щелочных гранитах.

Авторы благодарны Е.А. Белоусовой (Macquarie University, Sydney, Australia) за анализы изотопного состава Hf в цирконе, О.М. Туркиной (ИГМСО РАН, г. Новосибирск), А.И. Слабунову (ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск) и анонимному рецензенту, сделавшим ряд замечаний, учтенных при написании статьи.

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

- Балашов Ю.А., Скублов С.Г. (2011) Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов. *Геохимия* (6), 622-633.
- Balashov Yu.A., Skublov S.G. (2011) Contrasting Geochemistry of Magmatic and Secondary Zircons. *Geochem. Int.* **49** (11), 594-604.
- Батиева И.Д. (1976) *Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова*. Л.: Наука, 224 с.
- Батиева И.Д., Бельков И.В. (1984) *Сахарийковский щелочной массив, слагающие его породы и минералы*. Апатиты: Кольский филиал АН СССР, 134 с.
- Баянова Т.Б. (2004) *Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма*. СПб.: Наука, 174 с.
- Белилипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А., Антонюк Е.С., Ильин Ю.И. (1980) *Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова*. Л.: Наука, 240 с.
- Ветрин В.Р. (2014) Длительность формирования и источники вещества гранитоидов лицко-арагубского комплекса, Кольский полуостров. *Геохимия* (1), 38-51.
- Vetrin V.R. (2014) Duration of the Formation and Sources of the Granitoids of the Litsk – Araguba Complex, Kola Peninsula. *Geochem. Int.* **52** (1), 33-45.
- Ветрин В.Р. (2018а) Геология и геохимия неоархейского субщелочного магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров. *Записки РМО CXLVII* (3), 1-15.
- Ветрин В.Р. (2018б) Изотопно-геохимическая систематика (Sm-Nd, Lu-Hf) неоархейских субщелочных и щелочных пород Кейвской структуры (Кольский полуостров): возрастные и генетические соотношения. *Записки РМО CXLVII* (4), 1-13.
- Ветрин В.Р., Каменский И.Л., Баянова Т.Б., Тиммерман М., Беляцкий Б.В., Левский Л.К., Балашов Ю.А. (1999) Меланократовые включения и петрогенезис щелочных гранитов Понойского массива (Кольский полуостров). *Геохимия* (11), 1178-1190.
- Vetrin V.R., Kamensky I.L., Bayanova T.B., Timmerman M., Belyatskii B.V., Levskii L.K., Balashov Yu.A. (1999). Melanocratic nodules in alkaline granites of the Ponoiskii massif, Kola Peninsula: a clue to petrogenesis. *Geochem. Int.* **37**, 1061-1072.
- Ветрин В.Р., Каменский И.Л., Икорский С.В., Ганнибал М.А. (2003) Ювенильный гелий в архейских эндебитах и щелочных гранитах Кольского полуострова. *Геохимия* (7), 699-705.
- Vetrin V.R., Kamenskii I.L., Ikorskii S.V. (2003) Juvenile Helium in Archean Enderbites and Alkaline Granites of the Kola Peninsula. *Geochem. Int.* **41** (7), 631-636.
- 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. *Записки РМО CXLIII* (2), 1-22.
- Ветрин В.Р., Белоусова Е.А., Чупин В.П. (2016) Редкие элементы и Lu-Hf изотопная систематика циркона из плагиогнейсов Кольской сверхглубокой скважины: вещество палеоархейской коры в мезоархейских метавулканитах. *Геохимия* (1), 105-125.
- Vetrin V.R., Belousova E.A., Chupin V.P. (2016) Trace Element Composition and Lu-Hf Isotope Systematics of Zircon from Plagiogneisses of the Kola Superdeep Well: Contribution of a Paleoarchean Crust in Mesoarchean Metavolcanic Rocks. *Geochem. Int.* **54** (1), 92-111.
- Ветрин В.Р., Белоусова Е.А., Кременецкий А.А. (2017) Lu-Hf изотопная систематика циркона из ксенолитов нижней коры Беломорского подвижного пояса. *Записки РМО CXLVI* (3), 1-16.
- Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита) масштаба 1: 500000 (1996) (Под ред. Митрофанова Ф.П.). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 54 с.
- Добрецов Н.Л. (1981) *Глобальные петрологические процессы*. М.: Недра, 236 с.
- Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Серов П.Н. (2007) Возраст и изотопно-геохимические характеристики архейских карбонатитов и щелочных пород Балтийского щита. *ДАН* **415** (3), 383-388.

- Литвиненко И.В., Анкудинов С.А., Платоненкова Л.Н., Сипарова Ю.А. Глубинный разрез Кейвской синклинорной зоны. Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука. 1968, 104-110.
- Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И. (1996) *Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры*. М.: Научный мир, 287 с.
- Anderson J.L., Morrison J. (1992). The role of anorogenic granites in the Proterozoic crustal development of North America. In: *Proterozoic Crustal Evolution* (Ed. Condie K.C.). Elsevier, 263-299.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.* **143**, 602-622.
- Blichert-Toft J., Arndt N.T., Ludden J.N. (1996) Precambrian alkaline magmatism. *Lithos* **37**, 97-111.
- Bonin B. (2007) A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos* **97** (1-2), 1-29.
- Bonin B. (2004) Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos* **78**, 1-24.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. (2008) 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.* **273**, 48-57.
- Cabero M.T., Mecoleta S., Lopez-Moro F.J. (2012) OPTIMASBA: A Microsoft Excel workbook to optimise the mass-balance modelling applied to magmatic differentiation processes and subsolidus overprints. *Computers & Geosciences* **42**, 206-211.
- Dall'Agnol R., Oliveira D. C. (2007) Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos* **93**, 215-233.
- Eby G.N. (1990). The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* **26**, 115-134.
- Eby G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implication. *Geology* **20**, 641-644.
- Frost C.D., Frost B.R. (2011) On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. *J. Petrol.* **52**, 39-53.
- Frost C.D., Frost B.R. (1997) Reduced rapakivi type granites: the tholeiitic connection. *Geology* **25**, 647-650.
- Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., O'Reilly S.Y., van Achenberg E., Shee S.R. (2000) The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **64**, 133-147.
- Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X. (2002) Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonggu and Pingtan igneous complexes. *Lithos* **61**, 237-269.
- Guitreau M., Blichert-Toft J., Martin H., Mojzsis S.J., Albarede F. (2012) Hafnium isotope evidence from Archean granitic rocks for deep-mantle origin of continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **337-338**, 211-223.
- Hanchar J.M., Watson E.B. (2003) Zircon Saturation Thermometry. *Rev. Mineral., Geochem.* **53**, 89-112.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Mineral., Geochem.* **53**, 27-62.
- Ishihara S. (1981) The granitoid series and mineralization. *Econom. Geology*, 75th Anniversary volume, 458-484.
- Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J. (2003) Granite Perspectives on the Generation and secular Evolution of the Continental Crust. *Treasure of Geochem.* **3**, 349-410.
- Kempton P.D., Downes H., Sharkov E.V., Vetrin V.R., Ionov D.A., Carswell D.A., Beard A. (1995) Petrology and geochemistry of xenoliths from the northern Baltic Shield: evidence of partial melting and metasomatism in the lower crust beneath an Archean terrane. *Lithos* **36**, 157-184.
- Kempton P.D., Downes H., Neymark L.A., Wartho J.A., Zartman R.E., Sharkov E.V. (2001) Garnet granulite xenoliths from the Northern Baltic Shield – the underplated lower crust of a Palaeoproterozoic large igneous province? *J. Petrol.* **42** (4), 731-763.
- Klemme S., Prowatke S., Hametner K., Gunther D. (2005) Partitioning of trace elements between rutile and silicate melts: Implications for subduction zones. *Geochim. Cosmochim. Acta* **69**, 2361-2371.
- Kogarko L.N. (1998) Alkaline magmatism in the early history of the Earth. *Petrology* **6** (3), 230-236.
- Koreshkova M., Downes H., Millar I., Levsky L., Larionov A., Sergeev S. (2017) Geochronology of metamorphic events in the lower crust beneath NW Russia: a xenolith Hf isotope study. *J. Petrol.* **58**(8), 1567-1590.
- Loiselle M.C., Wones D.R. (1979) Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. of America Abstracts with Programs* **11**, 468.
- Maniar P.D., Piccoli P.M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Society of America Bull.* **101**, 635-643.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* **25**, 956-983.
- Rubatto D. (2002) Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chem. Geol.* **184**, 123-138.
- Rudnick R.L., Gao S. (2003) Composition of the continental crust. In *The Crust Treasure on Geochem.* (Eds: Holland H.D., Turekian K.K.) Oxford: Elsevier-Pergamon. **3**, 1-64.
- Rushmer T. (1993) Experimental high- pressure granites: some applications to natural mafic xenolith suites and Archean granulite terranes. *Geology* **21**, 411-414.
- Scherer E., Münker C., Mezger K. (2001) Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science* **293**, 683-687.
- Silvester P.J. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos* **45**, 29-44.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins*. (Eds: Saunders A.D. and Norry M.J.). Oxford: Geological Society Spec. Publ. **42**, 313-345.
- Vervoort J.D., Blichert-Toft J. (1999) Evolution of depleted mantle: Hf evidence from juvenile rocks through time. *Geochim., Cosmochim. Acta* **63** (3/4), 533-556.
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.* **151**, 413-433.
- Woolley A. (1987) Alkaline rocks and Carbonatites of the World. Part 1. In *North and South America*. London British Museum, 216.
- Wones D. R. (1989) Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *Amer. Mineral.* **74**, P. 744-749.
- Yang Xue-Ming (2017) Estimation of crystallization pressure of granite intrusions. *Lithos* **286-287**, 324-329.