
МИНЕРАЛЫ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ

ЦИРКОН ИЗ ГАББРОИДОВ ХРЕБТА ШАКА (ЮЖНАЯ АТЛАНТИКА): U-Pb ВОЗРАСТ, СООТНОШЕНИЕ ИЗОТОПОВ КИСЛОРОДА И РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ

© 2022 г. Д. чл. Н. А. Румянцева^{1, 3, *}, д. чл. С. Г. Скублов^{2, 3, **},
д. чл. Б. Г. Ванштейн^{1, ***}, С.-Х. Ли⁴, Ч.-Л. Ли⁴

¹Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. акад. И.С. Грамберга, Английский пр., 1, Санкт-Петербург, 190121 Россия

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

³Санкт-Петербургский горный университет, 21 линия, 2, Санкт-Петербург, 199106 Россия

⁴Институт геологии и геофизики Китайской академии наук, Лаборатория эволюции литосферы,
Пекин, 100029 Китай

*e-mail: rutyancevanat@gmail.com

**e-mail: skublov@yandex.ru

***e-mail: vanshbor@mail.ru

Поступила в редакцию 21.04.2021 г.

После доработки 27.09.2021 г.

Принята к публикации 09.12.2021 г.

В статье представлены результаты датирования (U-Pb метод, SHRIMP-II) и изотопно-геохимические данные для ксенокристов циркона, выделенных из магматических пород хребта Шака (Южная Атлантика). Проведено сравнение полученных данных с результатами изучения молодого циркона “океанического” генезиса из пород горы Атлантис Центральной Атлантики. Возраст ксеногенных зерен циркона, зафиксированный U-Pb изотопной системой, изменяется от протерозойского (около 1.1 млрд лет) до мезозойского (около 180 млн лет). Циркон имеет геохимические характеристики магматического происхождения: Th/U отношение (от 0.01 до 19.4), дифференцированные от легких к тяжелым лантаноидам спектры распределения REE с проявленными положительной Ce- и отрицательной Eu аномалиями. На дискриминационных диаграммах по соотношению Yb, U и Y изученный циркон попадает в область циркона из пород континентальной коры, в том числе и в поле континентальных гранитоидов. На коровый источник ксенокристов также указывает повышенное содержание Li в цирконе. Данные по изотопному составу кислорода в цирконе свидетельствуют либо о наличии коровых меток, либо о возможном гидротермальном воздействии. Скорее всего, полученные данные отражают множественность источников поступления ксенокристов циркона.

Ключевые слова: циркон, U-Pb датирование, REE, изотопы кислорода, хребет Шака, Южная Атлантика

DOI: 10.31857/S0869605522010099

ВВЕДЕНИЕ

За последние десятилетия находки древнего циркона в молодых породах Мирового Океана перестали быть редкостью. При этом практически все известные находки древних ксенокристов циркона имеют отношение к Срединно-Атлантическому хреб-

ту (САХ) в Южной Атлантике (Беляцкий и др., 1997; Шарков и др., 2004; Бортников и др., 2008, 2019; Костицын и др., 2009, 2015, 2018; Сколотнев и др., 2010; Аранович и др., 2013; Кременецкий и др., 2018; Шулятин и др., 2019). Этот район Мирового Океана систематически исследовался на протяжении последних лет. Встречаются древние ксенокристы циркона и в породах Индийского океана (Torsvik et al., 2013; Cheng et al., 2016; Ashwal et al., 2017). Существует множество гипотез об их происхождении. Предполагается, что они связаны с фрагментами древней океанической литосферы, либо “доокеанической” коры, либо “расташенного” древнего докембрийского субстрата, либо блоков нижней континентальной коры в астеносферной мантии, либо гетерогенной расслоенной литосферной мантии под хребтами (Кременецкий, Громалова, 2013).

Циркон зачастую является единственным сохраняющимся минералом из пород древней коры, поэтому он выступает уникальным индикатором корообразующих процессов. Установлено, что циркон сохраняет в себе изотопно-геохимические метки и несет информацию о переработке древней коры под воздействием различных геодинамических процессов (Pilot et al., 1998; Cheng et al., 2016; Ashwal et al., 2017; Bea et al., 2020).

В работе на основе современных аналитических методов продемонстрирована множественность источников поступления древнего циркона в молодую океаническую кору и получены новые данные о его геохимических особенностях, дополняющие результаты предшественников.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

Территория исследования располагается в пределах хребта Шака (рис. 1), в районе западной оконечности Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ). По современным представлениям он является “ультрамедленным” срединно-океаническим хребтом со скоростью спрединга 14–18 мм/год. Его формирование началось в результате распада суперконтинента Гондвана в мезозойскую эру (Norton, Sclater, 1979). Хребет протягивается на 8000 км от тройного сочленения Буве в Южной Атлантике до тройного сочленения Родригес в центральной части Индийского океана. ЮЗИХ характеризуется интенсивно расчлененным рельефом с перепадом высот до 4 км и более, а также присутствием значительного количества трансформных разломов (ТР). Одним из них является разлом Шака, к северо-восточному флангу которого примыкает одноименный хребет Шака в виде подводной возвышенности, протягивающийся на северо-восток.

Первые детальные геолого-геофизические исследования в районе хребта Шака были проведены сотрудниками Вудсхоллского Океанографического Института (WHOI) в рамках программы геофизического картирования и драгировочных работ ЮЗИХ между 9° в.д. и 16° в.д. в декабре 2000 – январе 2001 г.г. В результате проведенных исследований были сделаны выводы о неоднородности верхней мантии в пределах района, выражающейся в различных показателях гравитационного поля и взаимодействии горячей точки Буве с ТР Шака примерно 20 млн лет назад (Lin et al., 2001). Достоверной информации о возникновении и становлении хребта Шака в настоящее время нет.

В основу настоящей работы положен донно-каменный материал, поднятый в ходе экспедиции научно-исследовательского судна “Академик Федоров” в 2016 г. Все образцы отбирались при помощи пробоотборника типа “драга” с заранее выбранных станций драгирования. Суммарно в пределах исследуемой акватории было поднято около 696 кг осадочных и магматических пород.

Циркон выделялся из представительных образцов габброидов (обр. 3-1-1, 3-2-11, 3-2-23), отобранных на северо-восточном фланге средней части хребта (рис. 1). Ранее для того же района было выполнено изотопно-геохимическое исследование циркона

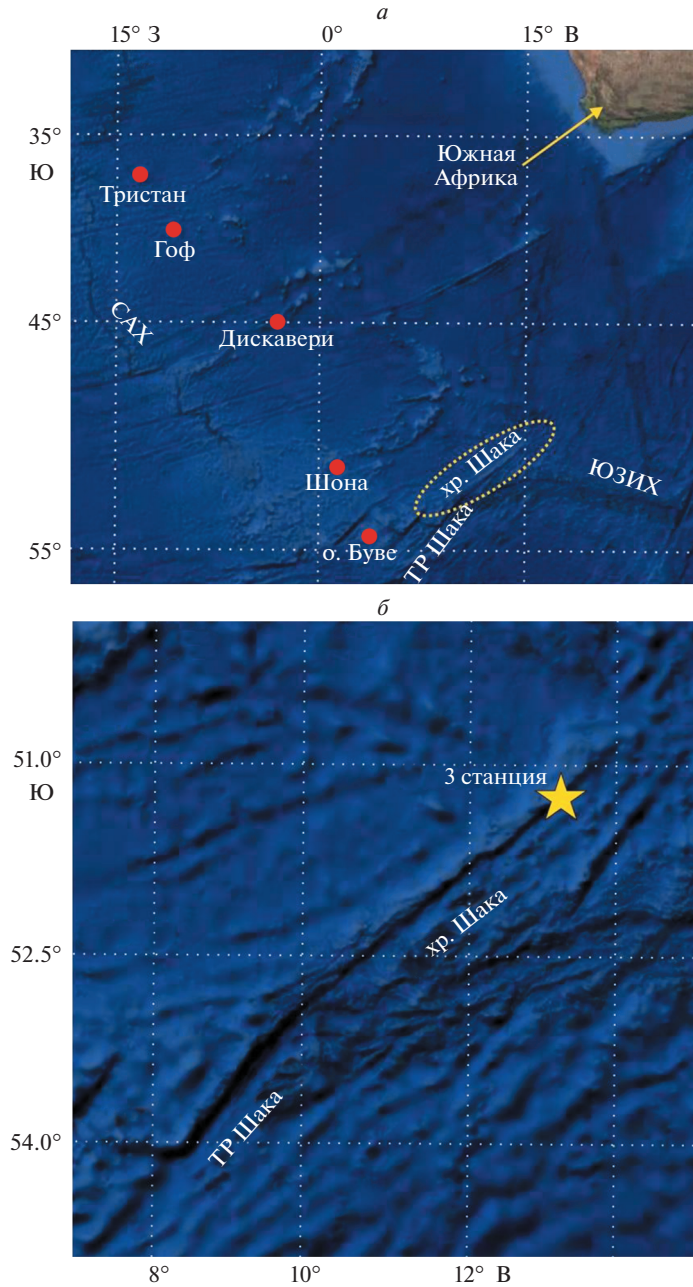


Рис. 1. Карты района хребта Шака (а) и положение станции драгирования (б). В качестве топографической основы использована информация из открытых источников (<https://www.google.com/maps>).

Fig. 1. Map of the Shaka Ridge area (а) and Station 3 denotes sampling location (б). Information from open sources (<https://www.google.com/maps>) was used as a topographic basis.

из образца габбро-диорита (обр. 3-2-55) (Skublov et al., 2022). Ниже дано описание изученных образцов.

Обр. 3-1-1. Габбро-долерит. Угловатый изометричный образец размером 27×35 см массой около 35 кг. На поверхности слабо ожелезнен. Порода имеет массивную текстуру, офитовую структуру, с элементами микрографической структуры (20–30% объема породы занимают микрографические срастания плагиоклаза). Сложена основным плагиоклазом An_{40} (50%), клинопироксеном (45%) и биотитом (5%). Плагиоклаз сосюритизирован. Биотит частично замещается хлоритом, пироксен — амфиболом. Акцессорные минералы представлены цирконом и апатитом.

Обр. 3-2-11. Роговообманковое габбро. Угловатый изометричный образец размером 18×38 см массой около 14 кг. На поверхности образца наблюдается корочка Fe-Mn оксидов толщиной 1–2 мм. Порода имеет массивную текстуру и габбровую структуру. Сложена плагиоклазом An_{30-40} (50%) и диопсидом (50%). Последний минерал образует более идиоморфные зерна в сравнении с плагиоклазом. Пироксен в значительной степени замещен роговой обманкой и кальцитом. Плагиоклаз практически не изменен. Акцессорные минералы представлены цирконом и апатитом.

Обр. 3-2-23. Толейтовый базальт. Угловатый изометричный образец размером 10×33 см массой около 7 кг. На поверхности образца присутствует корочка Fe-Mn оксидов толщиной 0.5 мм. Порода имеет поровую текстуру (с размерами пор 0.5–1 мм), порфиловую структуру и гиалоофитовую структуру основной массы. Порфиловые вкрапленники занимают до 85% от объема породы. Они представлены средним плагиоклазом An_{37} (80%), диопсидом (15%) и оливином (5%). Вкрапленники плагиоклаза характеризуются зональным строением, которое подчеркивается включениями вулканического стекла. Иногда они образуют гломеропорфиновые сростки.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Зерна циркона были извлечены из вмещающих пород при помощи стандартных методов с использованием электромагнитной сепарации и тяжелых жидкостей в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН. Далее были изготовлены шайбы из эпоксидной смолы, в которые изучаемые зерна циркона были помещены вместе со стандартными образцами циркона TEMORA-2 (Black et al., 2004) и 91 500 (Weidenbeck et al., 1995). Аналитические точки для исследования были выбраны с использованием изображений циркона в проходящем и отраженном свете, чтобы избежать попаданий зонда в трещины и микровключения. Катодолюминесцентные изображения (CL) и фотографии в обратно-рассеянных электронах (BSE) были получены в Центре изотопных исследований Всероссийского геологического научно-исследовательского института им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ) с помощью сканирующего электронного микроскопа CamScan MX2500S.

Циркон датировался U-Pb методом на ионном микрозонде SHRIMP-II во ВСЕГЕИ. Измерения проводились по методике, описанной в работах (Williams et al., 1998; Rodionov et al., 2012; Gröcker et al., 2014). Диаметр аналитического кратера составлял около 20 мкм в поперечнике. Полученные данные обрабатывались с помощью программы SQUID (Ludwig, 2001). Отношения U/Pb были нормированы относительно значения этого отношения в стандартном цирконе TEMORA (0.0668), что соответствует возрасту 416.75 млн лет (Black et al., 2004). Погрешности единичных анализов (соотношения U/Pb и возраст) приведены на уровне $\pm 1\sigma$, а погрешности вычисленного конкордантного возраста и пересечений дискордии — на уровне 2σ (табл. 1). Погрешность стандартной калибровки варьировала в интервале 0.32–0.41%. Графики с конкордией были построены с использованием программы ISOPLOT/EX (Ludwig, 2003).

Изотопный состав кислорода в цирконе определялся в Институте геологии и геофизики Китайской академии наук на ионном микрозонде Cameca IMS-1280. Анали-

Таблица 1. Химический состав (мас. %) габброидов хребта Шака
Table 1. Chemical composition (wt %) of gabbroids from the Shaka Ridge

№ образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма
3-1-1	55.1	13.9	1.89	2.55	12.0	0.21	6.42	2.96	1.44	2.47	0.22	0.99	100.16
3-2-11	48.0	15.7	1.21	2.33	7.38	0.32	12.1	6.12	1.02	2.99	0.28	2.52	99.98
3-2-23	53.8	19.7	0.77	1.42	6.08	0.22	8.42	5.19	0.82	2.57	0.06	1.06	100.11
3-2-55	53.9	22.6	0.62	1.15	4.07	0.10	10.8	2.37	1.11	2.51	0.13	0.53	99.98

тические процедуры аналогичны описанным в работах (Li et al., 2010; Tang et al., 2015). Первичный кратер пучка Cs⁺ имел размер до ~15 мкм. Измеренные соотношения ¹⁸O/¹⁶O были нормированы к стандартному VSMOW (¹⁸O/¹⁶O = 0.0020052). Измерения изотопов кислорода проводились в точках, расположенных непосредственно рядом с кратерами после изотопного анализа U-Pb методом. Перед измерением образец был повторно отполирован, чтобы удалить образовавшиеся кратеры от предыдущих анализов. Инструментальное масс-фракционирование (IMF) было скорректировано с использованием стандарта циркона TEMORA-2. Второй стандарт циркона 91500 был проанализирован как неизвестный, чтобы удостовериться в точности IMF. Одиннадцать измерений циркона 91500 в ходе настоящего исследования дали среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ 10.13 ± 0.16‰ (2SD). Это согласуется со значением 9.9‰ для стандарта циркона 91500 (Wiedenbeck et al., 2004).

Изучение редкоэлементного состава циркона проводилось с помощью ионного микрозонда Cameca IMS-4f в Ярославском филиале Физико-технического института им. К.А. Валиева РАН. Анализ проводился по методикам, описанным в работах (Hinton, Upton, 1991; Федотова и др., 2008; Dokukina et al., 2014). Размер полевой диафрагмы первичного пучка O₂⁻ ионов составлял около 20 мкм. Каждый анализ был усреднен по 3 циклам измерений. Концентрации редких элементов рассчитывались из нормализованных к матричному иону ³⁰Si⁺ интенсивностей ионов соответствующих элементов с использованием калибровочных кривых, построенных по набору стандартных стекол (Jochum et al., 2000, 2006). Эталонное стекло NIST-610 (Rocholl et al., 2007) использовалось в качестве ежедневного монитора для анализа редких элементов. Точность измерения редких элементов составляла до 10 и 20% для концентраций более 1 ppm и от 0.1 до 1 ppm соответственно. Для построения спектров распределения REE состав циркона был нормирован относительно состава хондрита CI по (Sun, McDonough, 1989). Температура кристаллизации циркона определялась с помощью “Ti-цирконе” геотермометра (Watson et al., 2006).

Валовый химический анализ пород проводился классическим методом “мокрой химии” в химико-спектральной лаборатории аналитического центра ВНИИОкеангеологии.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Обр. 3-1-1. Зерна циркона имеют умеренно удлиненную (с коэффициентом удлинения 1 : 2) или изометричную форму (рис. 2, а). Размер зерен варьирует от 150 до 220 мкм по удлинению. Преобладает темно-серая, почти черная окраска на изображениях в режиме CL. Некоторые зерна отличаются неоднородным внутренним строением.

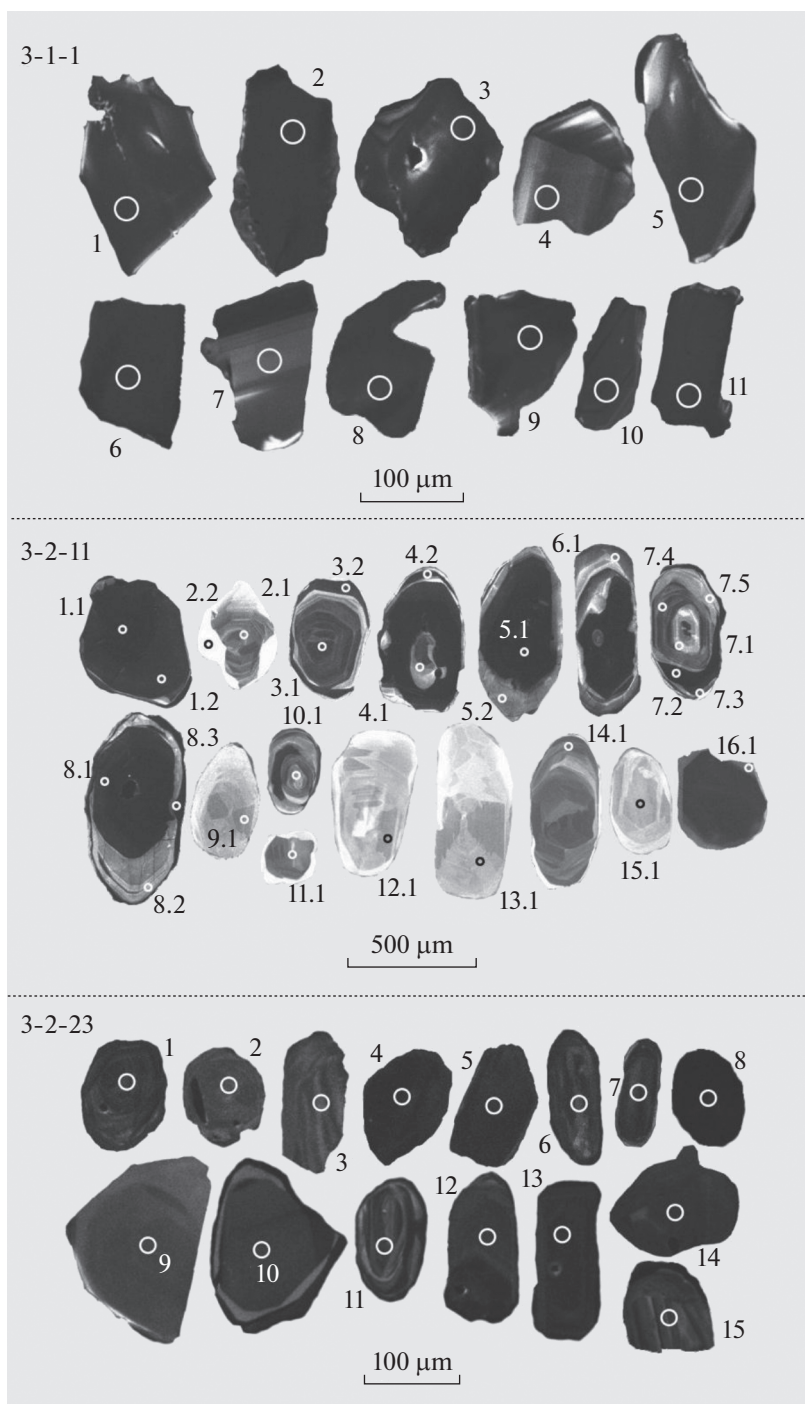


Рис. 2. Изображение зерен циркона из габброидов хребта Шака в режиме катодолюминесценции (CL). Кружками показано положение аналитических кратеров.

Fig. 2. Cathodoluminescent (CL) photomicrographs of zircons. Circles are the ion microprobe craters.

ем и осцилляционной тонкополосчатой зональностью в темно-серых тонах (например, зерна 4, 7 на рис. 1, *a*). В остальных зернах циркона видимой зональности нет.

По 10 из 11 зерен было получено конкордантное значение U-Pb возраста 180 ± 2 млн лет (MSWD = 0.90, рис. 3, *a*). Содержание U в проанализированных точках колеблется в широком интервале (от 309 до 2792 ppm) при среднем содержании 1578 ppm. Содержание Th варьирует в еще более широком диапазоне от 281 до 12206 ppm при среднем содержании 4956 ppm. Наименьшие содержания Th и U отмечаются в более светлых участках на изображениях в режиме CL. Th/U отношение в продатированных цирконах изменяется от 0.78 до 19.4, составляя в среднем 4.03.

Суммарное содержание REE варьирует от 1393 до 7523 ppm (среднее 4860 ppm; табл. 3). При этом сумма содержаний LREE изменяется в пределах 55.3–971 ppm (среднее 242 ppm), а HREE – 3128–7207 ppm (среднее 4535 ppm). Спектры распределения REE для изучаемых зерен циркона имеют дифференцированный характер с преобладанием тяжелых лантаноидов над легкими (рис. 4, *a*). Отношение Lu_N/La_N варьирует от 122 до 10279. Lu_N/Gd_N отношение, характеризующее степень наклона спектра в области HREE, достаточно выдержанное и изменяется от 1.44 до 11.1. Между суммарным содержанием REE и HREE наблюдается ярко выраженная положительная корреляция ($r = 0.99$). На всех спектрах отчетливо выделяются положительная Ce- и отрицательная Eu аномалии. Отношение Ce/Ce* варьирует в пределах от 8.40 до 46.9 (среднее 29.4). Отношение Eu/Eu* колеблется от 0.02 до 0.27 (среднее 0.10). На фоне большинства спектров выделяются спектры зерна 7 (более высоким содержанием LREE и низким содержанием HREE) и зерна 4 (отличающиеся пониженным содержанием REE). Оба спектра получены для участков осцилляционной зональности, обладающих более светлой окраской на изображении в режиме CL (рис. 2, *a*).

Содержание Hf в проанализированном цирконе достаточно высокое и колеблется в интервале от 9798 до 13856 ppm (среднее 11934 ppm). Содержание Y варьирует от 2323 до 15364 ppm (среднее 8999 ppm) и демонстрирует сильную положительную корреляцию с общим содержанием HREE ($r = 0.99$). Содержание P, меняющееся от 81.5 до 690 ppm (среднее 374 ppm), положительно коррелирует с содержанием Y ($r = 0.96$) и суммарным содержанием HREE ($r = 0.96$), что согласуется с “ксенотимовым” типом изоморфизма в цирконе ($\text{Y, REE}^{3+} + \text{P}^{5+} = \text{Zr}^{4+} + \text{Si}^{4+}$ (Finch, Hanchar, 2003).

В некоторых зернах циркона наблюдается повышенное содержание неформульных элементов. Например, содержание Ca варьирует от 26.1 до 98.9 ppm (среднее 46.7 ppm). Содержание Sr варьирует в более узком диапазоне (от 1.16 до 3.61 ppm, среднее 2.31 ppm). Содержание Ti изменяется от 4.44 до 11.3 ppm (среднее 7.46 ppm), что соответствует диапазону температуры кристаллизации от 617 до 754 °C (Watson et al., 2006).

Значение величины $\delta^{18}\text{O}$ в проанализированном цирконе варьирует от 5.09 до 5.74‰ (среднее 5.47‰).

Обр. 3-2-11. Зерна циркона имеют изометричную, часто удлиненную форму (коэффициент удлинения около 1 : 2). Границы зерен, как правило, неправильной формы, часто округлые (рис. 2, *b*). Размер зерен по удлинению колеблется от 320 до 740 мкм. Под бинокулярном зерна имеют коричневую окраску, некоторые бесцветны. Бесцветные разновидности прозрачны, в коричневых зачастую наблюдается сильная трещиноватость. Большинство зерен циркона обладает зональным внутренним строением. В режиме CL окраска центральной части зерен темно-серая, почти черная, краевых частей – светло-серая. Краевые части достигают максимальной мощности (до 200 мкм) в области вершин кристаллов. Незначительная часть зерен имеет светло-серую окраску, доходящую участками до белого цвета. Внутреннее строение зерен циркона сложное. В некоторых зернах наблюдается тонкополосчатая осцилляционная зональность (например, зерна 3, 7, 8; рис. 2, *b*). В зернах светло-серого оттенка в CL присутствует секториальность (зерна 12 и 13; рис. 2, *b*).

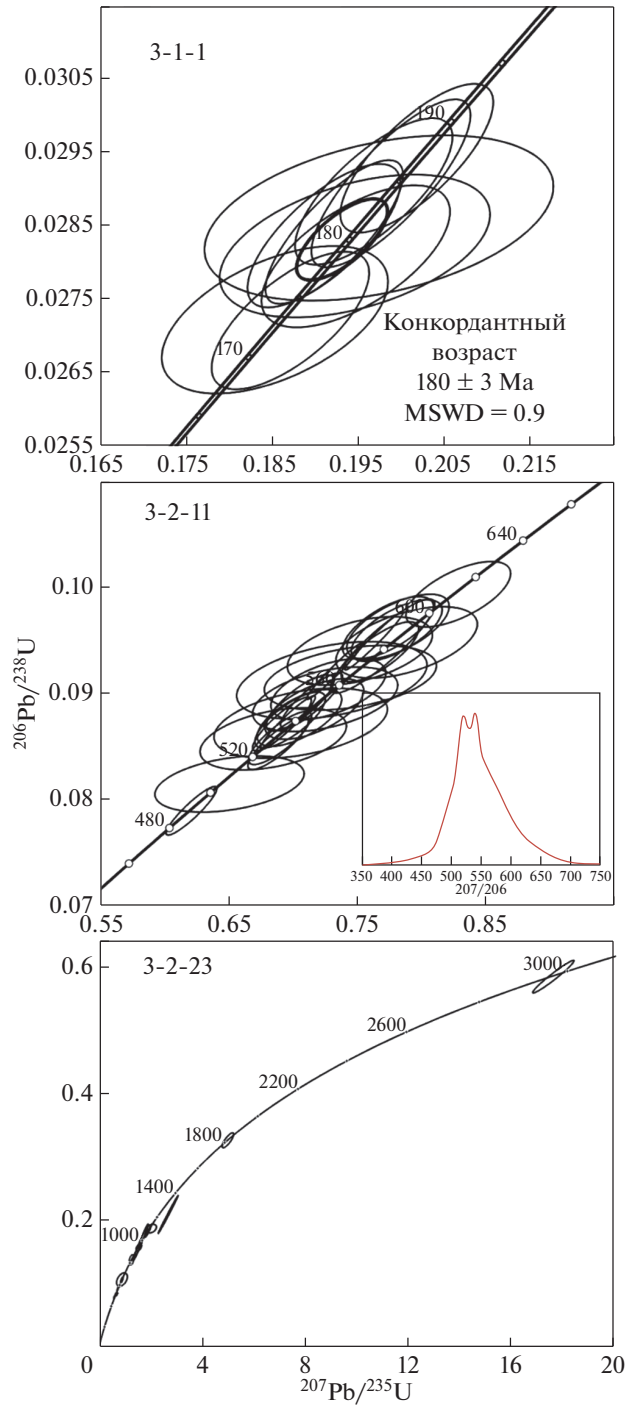


Рис. 3. Диаграммы с конкордией для циркона из габброидов хребта Шака.

Fig. 3. Concordia diagram for zircons from gabbroids of the Shaka Ridge.

Таблица 2. Результаты U-Pb локального анализа циркона из габброидов хребта Шака
Table 2. U-Pb and oxygen isotope data for zircons from gabbroids of the Shaka Ridge

Образец	Номер точки	% $^{206}\text{Pb}_c$	U ppm	Th ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ возраст млн лет	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* \pm \%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} \pm \%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} \pm \%$	Rho	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\pm 2\text{SE}$ (‰)					
3-1-1	1	—	2417	4579	1.84	42.1	184 \pm 3	0.049	1.2	0.1968	1.9	0.744	5.22	0.22				
	2	0.02	1691	3004	1.78	56.8	185 \pm 3	0.050	1.1	0.1988	1.9	0.809	5.57	0.12				
	3	0.11	2273	3906	4.28	58.7	187 \pm 3	0.050	1.2	0.2018	1.8	0.752	5.20	0.16				
	4	—	2321	9611	0.78	15.2	179 \pm 3	0.050	2.9	0.1946	3.3	0.441	5.63	0.08				
	5	0.10	625	469	5.34	25.7	179 \pm 3	0.051	1.8	0.1947	2.3	0.626	5.53	0.24				
	6	0.07	1063	5489	2.57	47.7	180 \pm 3	0.049	1.3	0.1910	1.9	0.732	5.74	0.18				
	7	0.14	1956	4861	0.94	7.61	182 \pm 3	0.051	3.9	0.1974	4.2	0.383	5.42	0.23				
	8	0.16	309	281	19.4	15.2	173 \pm 3	0.051	2.5	0.1853	2.9	0.516	5.09	0.22				
	9	0.05	651	12206	2.02	68.2	181 \pm 2	0.049	1.1	0.1922	1.7	0.794	5.55	0.16				
	10	—	2792	5462	3.49	29.6	173 \pm 2	0.050	1.5	0.1871	2.0	0.692	5.66	0.16				
	11	0.05	1264	4268	1.96	62.4	191 \pm 3	0.049	1.3	0.2002	2.0	0.748	5.54	0.15				
3-2-11	Номер точки	% $^{206}\text{Pb}_c$	U ppm	Th ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ возраст млн лет	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ возраст млн лет	Дискордантность %	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} \pm \%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} \pm \%$	Rho	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\pm 2\text{SE}$ (‰)				
	1.1	0.01	8938	573	0.07	729	585 \pm 6	540 \pm 5	-8	0.058	0.3	0.76	1.2	0.095	1.2	0.977	6.98	0.19
	1.2	0.19	1279	215	0.17	94.4	531 \pm 6	542 \pm 18	2	0.058	0.8	0.69	1.4	0.086	1.2	0.825	7.02	0.21
	2.1	0.16	290	28.6	0.10	22.1	547 \pm 7	556 \pm 38	2	0.059	1.7	0.72	2.2	0.088	1.3	0.602	7.20	0.21
	2.2	0.38	79.5	6.16	0.08	6.25	563 \pm 9	532 \pm 83	-6	0.058	3.8	0.73	4.1	0.091	1.6	0.397	7.14	0.16
	3.1	0.05	692	200	0.30	56.1	582 \pm 11	571 \pm 21	-2	0.059	0.9	0.77	2.1	0.094	1.9	0.895	6.80	0.19
	3.2	0.07	713	142	0.21	53.6	541 \pm 6	524 \pm 22	-3	0.058	1.0	0.70	1.6	0.087	1.2	0.769	6.50	0.21
	4.1	0.09	663	150	0.23	53.5	579 \pm 7	577 \pm 22	0	0.059	1.0	0.77	1.6	0.094	1.2	0.770	6.94	0.13
	4.2	0.04	1254	32.0	0.03	91.9	528 \pm 6	550 \pm 16	4	0.058	0.7	0.69	1.4	0.085	1.2	0.855	7.45	0.17
	5.1	0.01	8366	502	0.06	662	568 \pm 6	517 \pm 6	-9	0.058	0.3	0.73	1.2	0.092	1.2	0.973	6.86	0.22
	5.2	0.25	205	52.7	0.27	14.4	505 \pm 6	528 \pm 74	5	0.058	3.4	0.65	3.6	0.081	1.3	0.366	7.54	0.21
6.1	0.11	409	20.9	0.05	30.8	542 \pm 6	542 \pm 31	0	0.058	1.4	0.70	1.9	0.088	1.2	0.657	6.78	0.20	
7.1	0.14	280	50.7	0.19	23.2	592 \pm 7	562 \pm 35	-5	0.059	1.6	0.78	2.1	0.096	1.3	0.629	6.64	0.17	
7.2	0.03	4314	294	0.07	323	539 \pm 6	525 \pm 9	-3	0.058	0.4	0.69	1.2	0.087	1.2	0.948	6.93	0.16	
7.3	0.07	865	93.9	0.11	66.3	550 \pm 6	508 \pm 20	-8	0.057	0.9	0.71	1.5	0.089	1.2	0.802	6.91	0.22	
7.4	0.16	431	88.3	0.21	35.6	590 \pm 7	567 \pm 30	-4	0.059	1.4	0.78	1.8	0.096	1.2	0.671	7.46	0.20	
7.5	0.11	374	65.6	0.18	31.0	592 \pm 7	543 \pm 30	-8	0.058	1.4	0.77	1.9	0.096	1.2	0.670	7.84	0.24	
8.1	0.03	1795	198	0.11	134	538 \pm 6	514 \pm 14	-5	0.057	0.6	0.69	1.3	0.087	1.2	0.883	7.25	0.17	
8.2	0.31	136	11.3	0.09	10.5	552 \pm 7	559 \pm 62	1	0.059	2.8	0.72	3.2	0.089	1.4	0.439	7.29	0.17	

Таблица 2. Окончание

Обра- зец	Номер точки	% $^{206}\text{Pb}_c$	U ppm	Th ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст млн лет	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст млн лет	Дис- кордант- ность %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* \pm \%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ $\pm \%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ $\pm \%$	Rho	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\pm 2\text{SE}$ (‰)
	8.3	0.01	2738	102	0.04	186	490 \pm 5	495 \pm 11	1	0.057 \pm 0.5	0.62 \pm 1.3	0.079 \pm 1.2	0.916	7.43	0.15
	9.1	0.32	158	26.6	0.17	12.5	564 \pm 7	568 \pm 74	1	0.059 \pm 3.4	0.74 \pm 3.7	0.091 \pm 1.4	0.372	6.56	0.22
	10.1	0.41	135	23.2	0.18	9.97	530 \pm 7	528 \pm 67	0	0.058 \pm 3.1	0.68 \pm 3.4	0.086 \pm 1.4	0.412	6.71	0.23
	11.1	0.22	230	18.9	0.08	17.9	558 \pm 7	544 \pm 47	-2	0.058 \pm 2.1	0.73 \pm 2.5	0.090 \pm 1.3	0.524	7.08	0.12
	12.1	0.18	140	10.7	0.08	11.4	584 \pm 8	614 \pm 53	5	0.060 \pm 2.4	0.79 \pm 2.8	0.095 \pm 1.4	0.510	6.71	0.21
	13.1	0.34	109	8.47	0.08	8.23	539 \pm 8	557 \pm 78	3	0.059 \pm 3.6	0.71 \pm 3.9	0.087 \pm 1.5	0.398	6.55	0.19
	14.1	0.11	301	43.9	0.15	25.7	610 \pm 7	620 \pm 33	2	0.060 \pm 1.5	0.83 \pm 2.0	0.099 \pm 1.3	0.634	6.70	0.17
	15.1	0.23	129	9.33	0.07	10.4	579 \pm 8	530 \pm 59	-8	0.058 \pm 2.7	0.75 \pm 3.1	0.094 \pm 1.4	0.459	6.80	0.16
	16.1	0.05	1596	218	0.18	123	551 \pm 6	530 \pm 15	-4	0.058 \pm 0.7	0.71 \pm 1.4	0.089 \pm 1.2	0.865	7.38	0.25
3-2-23	1	-	278	159	42.7	0.59	1061 \pm 14	1067 \pm 26	+1	0.075 \pm 1.3	1.85 \pm 1.9	0.179 \pm 1.4	0.736	7.84	0.18
	2	-	136	114	38.1	0.86	1819 \pm 23	1824 \pm 19	+0	0.111 \pm 1.1	5.01 \pm 1.8	0.326 \pm 1.5	0.809	8.38	0.19
	3	-	173	153	27.6	0.92	1101 \pm 15	1166 \pm 79	+6	0.079 \pm 4.0	2.02 \pm 4.3	0.186 \pm 1.5	0.350	7.71	0.23
	4	0.14	1258	274	98.6	0.22	563 \pm 8	518 \pm 21	-9	0.058 \pm 1.0	0.73 \pm 1.8	0.091 \pm 1.5	0.842	4.50	0.23
	5	0.17	829	12.0	55.6	0.02	484 \pm 6	425 \pm 27	-14	0.055 \pm 1.2	0.60 \pm 1.8	0.078 \pm 1.4	0.741	10.5	0.18
	6	0.05	999	267	159	0.28	1098 \pm 18	1115 \pm 12	+2	0.077 \pm 0.6	1.96 \pm 1.9	0.186 \pm 1.8	0.948	8.85	0.24
	7	0.09	176	114	88.1	0.67	2965 \pm 43	2974 \pm 7	+0	0.219 \pm 0.4	17.65 \pm 1.9	0.584 \pm 1.8	0.971	5.09	0.17
	8	0.03	991	9.00	178	0.01	1222 \pm 65	1497 \pm 9	+20	0.093 \pm 0.5	2.69 \pm 5.9	0.209 \pm 5.9	0.997	9.57	0.24
	9	0.07	131	72.0	11.9	0.57	650 \pm 25	649 \pm 184	-0	0.061 \pm 8.6	0.90 \pm 9.5	0.106 \pm 4.1	0.432	6.55	0.19
	10	0.05	222	73.0	31.5	0.34	986 \pm 64	971 \pm 26	-2	0.071 \pm 1.3	1.63 \pm 7.1	0.165 \pm 7.0	0.984	7.49	0.23
	11	0.21	275	131	37.0	0.49	939 \pm 12	975 \pm 53	+4	0.072 \pm 2.6	1.55 \pm 3.0	0.157 \pm 1.4	0.477	10.0	0.15
	12	0.07	261	107	23.7	0.42	649 \pm 10	645 \pm 37	-1	0.061 \pm 1.7	0.89 \pm 2.4	0.106 \pm 1.7	0.698	7.14	0.22
	13	-	268	515	19.1	1.98	514 \pm 7	580 \pm 58	+12	0.059 \pm 2.7	0.68 \pm 3.0	0.083 \pm 1.4	0.464	5.88	0.13
	14	-	240	71.0	27.6	0.31	808 \pm 11	900 \pm 39	+11	0.069 \pm 1.9	1.27 \pm 2.4	0.134 \pm 1.4	0.599	1.31	0.13
	15	0.18	218	77.0	26.2	0.36	843 \pm 13	783 \pm 43	-8	0.065 \pm 2.0	1.26 \pm 2.6	0.140 \pm 1.7	0.640	7.19	0.17

Примечание. Pb_c и Pb^* – обыкновенный и радиогенный свинец. Ошибки при калибровке стандарта (0.33% для обр. 3-1-1, 0.41% для обр. 3-2-11, 0.32% для обр. 3-2-23), не включены в указанные выше ошибки, но требуются при сравнении данных из разных источников. Коррекция на обыкновенный свинец при расчете возраста по измеренному ^{204}Pb . Rho – коэффициент корреляции ошибок.

Таблица 3. Содержание редких и редкоземельных элементов (ppm) в цирконе из габброидов хребта Шака
Table 3. Trace elements and REE concentrations (ppm) in zircons from gabbroids of the Shaka Ridge

Образец Компо- нент	3-1-1										3-2-11									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	1.1	1.2	2.1	2.2	3.1	3.2	4.1		
La	1.09	0.51	0.95	0.19	0.78	0.38	6.02	0.61	0.33	0.49	0.33	0.06	0.15	0.33	0.12	0.08	0.04	0.30		
Ce	109	128	124	51.0	145	180	518	229	144	73.7	126	42.3	30.3	4.63	2.42	11.1	5.38	13.6		
Pr	61.4	1.90	3.12	0.38	5.02	2.27	36.9	2.28	1.92	1.18	1.81	0.29	0.26	0.08	0.02	0.05	0.03	0.29		
Nd	79.8	24.3	40.9	3.74	66.0	33.5	410	34.2	36.3	16.6	27.5	2.54	2.14	1.08	0.15	0.65	0.19	2.28		
Sm	79.8	52.9	60.7	8.79	91.3	60.5	268	68.7	81.8	30.3	49.3	4.31	3.03	1.05	0.20	1.27	0.40	3.01		
Eu	9.07	1.11	6.04	1.00	9.06	1.15	29.7	2.81	1.13	2.32	0.91	0.63	0.40	0.58	0.08	0.41	0.10	0.65		
Gd	305	288	261	58.9	362	311	429	396	440	172	270	24.2	12.5	4.42	1.06	9.31	2.32	12.6		
Dy	781	1098	782	226	954	1189	484	1622	1438	658	1028	92.5	51.2	20.8	4.25	39.4	11.7	57.4		
Er	855	2026	989	374	1079	2115	386	2327	1545	1067	1922	234	116	63.6	9.23	118	32.0	149		
Yb	1073	2884	1362	585	1450	3164	492	2531	1481	1441	2660	574	255	187	20.9	275	93.7	368		
Lu	138	385	177	84.0	190	427	76.3	308	188	192	354	92.2	44.3	40.0	4.14	43.7	17.0	67.8		
Li	1.67	0.93	1.19	0.23	1.63	0.58	0.90	3.78	0.79	0.91	1.25	114	18.4	0.47	0.43	2.24	17.0	5.89		
P	143	690	172	94.2	240	659	81.6	670	495	259	609	97.1	201	115	6.51	81.4	31.4	213		
Ca	43.7	94.0	49.1	39.3	26.1	99.0	40.2	28.4	35.5	28.0	30.3	10.1	12.0	4.56	3.46	2.12	1.98	41.0		
Ti	9.82	11.3	7.97	5.21	6.17	8.74	9.67	4.15	5.78	4.44	8.87	16.2	11.8	10.8	5.67	9.44	8.54	12.3		
Sr	1.86	3.61	1.70	1.16	1.33	3.70	1.51	2.97	2.82	1.60	3.10	0.25	0.45	0.27	0.19	0.44	0.21	0.85		
Y	6138	13043	6780	2323	8205	14377	3217	15364	10211	7159	12179	1522	663	349	57.0	642	178	818		
Nb	77.1	65.3	50.9	33.0	36.5	40.8	17.7	23.0	42.2	14.3	15.3	98.8	25.9	49.4	31.2	37.3	23.3	22.9		
Ba	3.36	5.07	3.44	2.06	2.06	4.87	4.93	2.86	3.18	2.68	2.86	1.63	1.88	1.02	1.15	1.08	1.71	1.78		
Hf	10251	13450	12899	9798	10944	13089	10603	11109	13856	12285	12998	16240	13188	6929	10427	10973	10473	12924		
Th	3412	4128	11730	581	6459	5244	416	11225	5876	4140	4800	641	269	30.2	6.58	229	157	165		
U	2234	3202	3719	1134	1513	2822	558	2809	3940	1720	3419	12980	1984	403	107	1028	1102	1036		
Th/U	1.53	1.29	3.15	0.51	4.26	1.85	0.74	3.99	1.49	2.40	1.40	0.05	0.133	0.07	0.06	0.22	0.14	0.16		
Eu/Eu*	0.18	0.03	0.14	0.13	0.15	0.02	0.26	0.05	0.02	0.09	0.02	0.19	0.20	0.82	0.51	0.36	0.32	0.32		
Ce/Ce*	11.4	31.4	17.5	46.3	17.8	46.9	8.40	46.8	44.0	23.4	39.4	74.1	35.8	6.87	10.6	41.2	35.1	11.0		
ΣREE	3419	6890	3809	1393	4354	7484	3137	7523	5358	3655	6440	1067	516	323	42.6	499	163	675		
ΣLREE	177	154	169	55.3	217	216	971	266	183	92.0	156	45.2	32.9	6.12	2.72	11.9	5.64	16.5		
ΣHREE	3153	6681	3573	1328	4036	7206	1868	7186	5092	3530	6234	1017	480	316	39.6	486	157	655		
Lu _N /La _N	1222	7299	1800	4333	2348	10911	122	4839	5536	3748	10279	13563	2720	1179	327	5149	4213	2165		
Lu _N /Gd _N	3.67	10.8	5.49	11.5	4.25	11.1	1.44	6.29	3.45	8.98	10.6	30.7	28.6	73.2	31.4	38.0	59.2	43.6		
Sm _N /La _N	117	166	102	75.3	187	257	71.2	179	400	98.5	238	105	30.9	5.14	2.70	24.9	16.5	16.0		
T(Ti), °C	741	753	723	688	702	731	740	671	697	676	732	788	758	750	695	738	729	762		

Таблица 3. Продолжение

		3-2-II																		
Образец		4.2	5.1	5.2	6.1	7.1	7.2	7.3	7.4	7.5	8.1	8.2	8.3	9.1	10.1	11.1	12.1	13.1	14.1	
Компо- нент																				
La	1.53	0.12	0.08	0.13	0.07	3.08	0.38	0.12	0.04	0.30	0.07	1.94	0.07	0.04	0.10	0.04	0.10	0.10	0.05	
Ce	18.4	38.5	19.6	5.85	5.02	50.3	17.5	15.3	7.90	24.8	4.03	29.2	3.14	5.48	3.09	1.83	2.38	4.90	4.90	
Pr	1.93	0.19	0.08	0.04	0.02	7.85	0.56	0.12	0.03	0.41	0.02	4.39	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	
Nd	12.3	2.37	0.99	0.39	0.23	57.4	3.95	1.00	0.39	3.08	0.27	35.3	0.16	0.19	0.16	0.15	0.09	0.15	0.15	
Sm	6.95	4.80	1.97	0.59	0.44	38.1	3.21	2.09	0.78	3.41	0.52	24.5	0.25	0.44	0.34	0.24	0.13	0.35	0.35	
Eu	1.20	0.69	0.27	0.23	0.15	9.97	0.41	0.48	0.20	0.64	0.16	6.47	0.14	0.22	0.22	0.15	0.04	0.10	0.10	
Gd	12.9	26.2	10.0	3.19	3.29	52.6	8.67	10.8	5.67	12.4	2.67	35.8	1.99	3.76	1.85	1.77	0.68	1.78	1.78	
Dy	24.9	114	39.8	12.7	19.0	82.1	30.7	54.8	29.4	51.4	8.59	69.2	11.4	22.5	9.53	11.3	3.52	8.68	8.68	
Er	44.8	298	83.2	22.3	63.0	100	70.7	156	86.5	120	13.2	82.4	38.9	73.8	34.2	38.2	12.6	25.5	25.5	
Yb	98.0	709	169	40.4	190	191	174	385	217	303	22.5	154	108	217	94.9	96.6	39.1	61.0	61.0	
Lu	17.1	124	27.8	6.03	40.7	31.0	29.3	67.7	40.6	53.7	3.31	24.0	23.6	47.9	20.4	19.6	9.18	12.0	12.0	
Li	21.4	40.7	3.65	7.62	0.43	54.8	15.0	3.19	3.84	22.3	2.08	34.2	0.51	0.70	1.07	0.60	2.27	6.09	6.09	
P	84.2	413	126	75.7	63.1	117	87.6	184	73.2	152	35.5	71.9	27.5	48.7	26.3	14.4	41.8	39.6	39.6	
Ca	90.1	3.13	1.80	3.06	6.25	100	52.9	19.8	0.75	16.4	1.87	92.7	3.66	1.75	3.11	2.17	1.56	2.46	2.46	
Ti	19.4	10.7	8.66	8.55	8.26	23.9	7.81	11.3	9.19	9.44	8.31	18.0	9.63	8.95	8.24	7.78	6.18	7.31	7.31	
Sr	3.00	0.65	0.36	0.21	0.35	14.1	1.26	0.68	0.24	0.40	0.11	4.06	0.22	0.36	0.21	0.19	0.18	0.32	0.32	
Y	263	1594	478	140	314	939	393	811	403	721	97.9	580	212	382	173	187	68.1	140	140	
Nb	13.7	36.2	8.63	15.7	16.6	17.5	20.2	23.1	20.2	18.6	12.8	15.9	10.7	13.7	14.9	13.4	11.9	14.9	14.9	
Ba	2.06	0.97	1.44	1.18	1.30	3.21	1.54	1.30	0.91	1.68	1.51	2.38	1.25	1.08	1.56	0.89	0.80	1.89	1.89	
Hf	15460	14513	12791	13876	11749	14399	15152	12369	13282	12619	12215	12664	7226	12956	7825	7106	7109	10702	10702	
Th	47.1	536	55.1	23.3	36.0	283	105	97.9	69.3	182	15.2	112	17.9	50.7	21.7	11.9	9.12	48.3	48.3	
U	1501	11905	297	629	285	6164	1087	652	559	2515	220	3429	216	337	340	207	163	428	428	
Th/U	0.03	0.04	0.18	0.04	0.12	0.04	0.10	0.15	0.12	0.07	0.07	0.03	0.08	0.15	0.06	0.06	0.05	0.11	0.11	
Eu/Eu*	0.39	0.19	0.19	0.51	0.38	0.68	0.23	0.30	0.29	0.30	0.41	0.66	0.61	0.53	0.83	0.70	0.41	0.38	0.38	
Ce/Ce*	2.60	59.4	56.2	18.9	28.7	2.47	9.24	30.0	47.6	17.2	22.2	2.42	21.4	46.0	18.1	15.4	19.8	34.7	34.7	
ΣREE	240	1318	353	91.9	321	624	340	694	389	574	55.4	467	187	317	165	170	67.8	114	114	
ΣLREE	34.1	41.2	20.7	6.42	5.35	119	22.4	16.6	8.38	28.6	4.40	70.9	3.39	5.73	3.37	2.05	2.58	5.13	5.13	
ΣHREE	197	1271	330	84.7	315	457	314	675	379	541	50.3	365	184	365	161	167	65.1	109	109	
Lu _N /La _N	108	9557	3112	433	5684	96.7	745	5152	8860	1729	446	119	3015	10794	2007	4056	852	2112	2112	
Lu _N /Gd _N	10.7	38.3	22.4	15.3	100	4.76	27.3	50.6	58.0	35.0	10.0	5.42	95.9	103	88.9	89.5	108	54.4	54.4	
Sm _N /La _N	7.29	61.5	36.7	7.05	10.2	19.8	13.5	26.5	28.1	18.2	11.6	20.2	5.27	16.6	5.63	8.41	1.97	10.3	10.3	
T(Ti), °C	805	749	730	729	726	826	721	754	735	738	727	798	739	733	726	721	702	716	716	

Таблица 3. Окончание

Образец	3-2-11					3-2-23											
	15.1	16.1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
La	0.06	0.45	0.14	0.55	0.13	0.23	0.46	2.91	0.21	2.62	0.15	0.07	0.15	0.08	0.08	0.10	0.13
Ce	1.85	31.4	14.5	13.2	16.6	15.3	6.37	21.0	11.9	13.9	6.83	4.15	3.54	11.6	64.3	14.7	4.40
Pr	0.01	1.06	0.36	0.25	0.19	0.23	0.57	2.53	0.29	2.56	0.31	0.09	0.23	0.10	0.32	0.07	0.07
Nd	0.09	9.20	4.85	3.01	2.54	2.45	4.93	18.8	3.22	23.8	4.90	1.43	3.74	1.54	4.12	0.78	1.27
Sm	0.19	5.58	7.33	5.19	5.78	6.61	4.28	22.3	4.84	12.2	10.0	4.01	9.69	3.26	8.14	1.18	2.93
Eu	0.12	1.40	0.89	0.50	0.25	0.24	1.19	3.76	0.94	3.79	0.20	0.16	0.25	0.04	1.36	0.38	0.20
Gd	1.54	17.6	30.7	27.3	27.6	38.1	17.6	122	20.7	43.9	30.0	22.5	54.1	20.7	42.7	6.66	16.7
Dy	10.4	53.2	108	107	107	233	49.3	470	76.6	148	49.4	95.9	207	85.2	148	22.2	76.4
Er	33.4	115	204	214	203	583	50.7	889	175	87.5	37.9	204	340	168	289	26.8	139
Yb	89.2	254	337	381	345	1183	62.2	1459	377	93.3	36.7	346	505	278	471	31.7	229
Lu	19.0	45.0	52.2	61.7	54.6	186	10.4	195	63.3	14.6	5.81	55.7	77.9	43.7	76.6	4.40	37.4
Li	0.73	21.6	0.53	0.24	0.56	5.60	15.0	31.9	59.4	25.3	2.75	1.10	1.91	32.1	0.47	2.23	4.25
P	5.77	166	216	415	320	990	173	1489	163	450	318	295	757	246	168	75.8	153
Ca	2.13	22.7	111	27.0	13.5	16.4	24.3	264	24.4	138	8.48	5.88	27.1	15.7	13.5	16.3	13.0
Ti	8.03	11.4	14.3	19.6	9.37	12.1	10.2	50.6	4.81	48.0	66.3	14.5	13.1	7.22	19.0	7.00	6.55
Sr	0.26	1.10	1.54	0.68	0.63	1.35	0.26	5.46	0.74	4.21	0.26	0.63	1.17	0.72	0.77	0.68	0.96
Y	179	673	1154	1194	1106	3129	379	4695	1016	837	340	1106	2075	922	1563	211	761
Nb	14.6	16.4	68.1	44.6	32.1	46.2	24.4	11.8	53.7	34.5	27.5	31.9	18.5	32.0	27.2	20.7	19.5
Ba	1.46	1.66	2.00	2.29	1.52	2.24	1.15	3.84	1.86	2.37	2.07	0.97	1.59	1.54	1.15	1.14	1.51
Hf	7012	13847	10277	11438	11916	16291	18407	15846	10760	15723	16314	12612	14237	11492	11726	13959	13657
Th	10.3	279	235	131	171	342	17.0	272	90.0	19.2	86.3	90.0	85.8	112	546	111	42.1
U	190	2173	480	219	255	1921	1425	1416	223	1761	215	351	453	381	385	345	403
Th/U	0.05	0.13	0.49	0.59	0.67	0.18	0.01	0.19	0.40	0.01	0.40	0.25	0.19	0.29	1.42	0.32	0.10
Eu/Eu*	0.68	0.43	0.18	0.13	0.06	0.04	0.42	0.22	0.28	0.50	0.03	0.05	0.03	0.01	0.22	0.41	0.09
Ce/Ce*	13.7	10.9	15.6	8.55	24.8	16.0	2.99	1.87	11.6	1.30	7.56	12.1	4.60	29.9	97.2	41.2	11.0
ΣREE	156	534	761	814	762	2248	208	3207	734	447	182	735	1202	612	1107	109	508
ΣLREE	2.02	42.1	19.9	17.0	19.4	18.2	12.3	45.2	15.7	42.9	12.2	5.75	7.66	13.3	68.8	15.7	5.88
ΣHREE	153	485	733	792	737	2223	190	3136	713	388	160	725	1185	596	1028	92.0	499
Lu _N /La _N	2741	955	3558	1073	3928	7770	217	645	2862	53.6	366	7347	5000	5045	9287	420	2785
Lu _N /Gd _N	99.9	20.6	13.7	18.3	16.0	39.6	4.81	12.9	24.7	2.69	1.56	20.0	11.6	17.0	14.5	5.34	18.0
Sm _N /La _N	4.50	19.7	82.9	15.0	69.1	45.8	14.8	12.3	36.3	7.47	105	87.9	103	62.6	164	18.8	36.3
T(Ti), °C	724	755	775	806	737	760	745	909	682	903	943	777	768	715	803	712	707

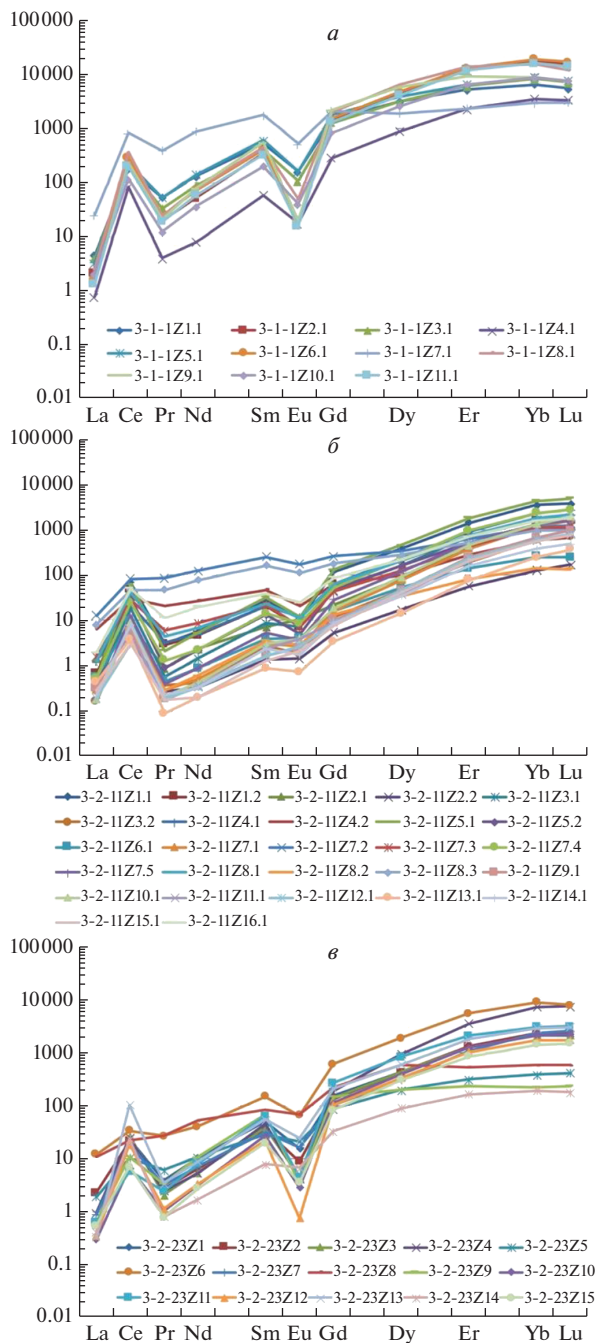


Рис. 4. Спектры распределения REE, нормированные к хондриту CI (McDonough, Sun, 1995) для циркона из габброидов хребта Шака: *а* – обр. 3-1-1, *б* – 3-2-11, *в* – 3-2-23.

Fig. 4. REE distribution spectra of zircons from gabbroids of the Shaka Ridge, normalized to chondrite CI (McDonough, Sun, 1995): *a* – sample 3-1-1, *б* – sample 3-2-11, *в* – sample 3-2-23.

Зерна циркона были продатированы в 27 точках (табл. 2). Значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста циркона находятся в интервале 490–611 млн лет с максимумом около 530 млн лет на графике плотности вероятности (рис. 3, б, врезка). Для зерен с четко выраженными краевыми зонами наблюдается возрастная зональность. Так, в зерне 7 для точек 7.1, 7.4 и 7.5, относящихся к центральной части с выраженной тонкополосчатой осцилляционной зональностью в серых и темно-серых тонах, среднее значение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста составляет около 592 млн лет. Для точек 7.2 и 7.3, расположенных в краевой зоне практически черного оттенка в CL, среднее значение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста равняется 545 млн лет. Зерно 8 отличается максимальной по мощности краевой зоной в светло-серых тонах (рис. 2, б). Значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста в центральной части зерна с черным оттенком в CL (точка 8.1) и в светло-серой краевой зоне (точка 8.2) незначительно отличаются друг от друга (538 и 552 млн лет соответственно). Во внешней тонкой (толщиной не более 20 мкм, точка 8.3) кайме черного цвета значение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста существенно меньше (490 млн лет).

Содержание U в продатированном цирконе колеблется в очень широком диапазоне (от совсем низкого 79.5 ppm до значительного – 8937 ppm), составляя в среднем 1356 ppm. Концентрация Th низкая, его содержание варьирует от 6.16 до 572 ppm (среднее 120 ppm). Наименьшие содержания U и Th отмечаются для светло-серых и белых областей зерен на изображениях в режиме CL. Наибольшие же содержания этих элементов наблюдаются в почти черных в CL участках. Величина Th/U отношения варьирует в пределах от 0.03 до 0.30, составляя в среднем 0.13.

Суммарное содержание REE изменяется от 42.6 до 1317 ppm (среднее 389 ppm). Суммарное содержание LREE варьирует от 2.03 до 70.9 ppm (среднее 20.9 ppm), а HREE – от 39.6 до 1271 ppm (среднее 363 ppm). Спектры распределения REE для изучаемых зерен циркона носят дифференцированный характер с преобладанием тяжелых REE над легкими (рис. 4, б). Отношение Lu_N/La_N варьирует от 96.7 до 13562 (среднее 3403). Отношение Lu_N/Gd_N изменяется от 5.42 до 108 (среднее 49.8), указывая на переменную степень наклона спектра HREE. Минимальные значения отношения Lu_N/Gd_N фиксируются для внешних кайм циркона черных в CL изображениях. Степень проявления положительной Ce- и отрицательной Eu аномалий также варьирует. Величина отношения Ce/Ce^* изменяется в пределах от 2.60 до 74.2 (среднее 25.6). Значение отношения Eu/Eu^* колеблется от 0.19 (ярко выраженная отрицательная аномалия) до 0.83 (сильно редуцированная аномалия). На фоне большинства спектров выделяются спектры, полученные в точках 7.2 и 8.3 (рис. 4, б). Они характеризуются редуцированными Ce- и Eu аномалиями и более высоким содержанием LREE. Спектры распределения REE для остальных точек конформны и повторяют друг друга, отличаясь только уровнем содержаний LREE и HREE.

Содержание Hf в изученном цирконе высокое (от 6928 до 15152 ppm) и в среднем составляет 11778 ppm. Содержание Y умеренное и варьирует в пределах от 57 до 1594 ppm (среднее 481 ppm). Минимальное содержание Y характерно для участков циркона со светло-серой и белой окраской в CL изображениях. Содержание Y положительно коррелирует с суммарным содержанием HREE ($r = 0.97$). Содержание P меняется в широком диапазоне (от 5.77 до 413 ppm), составляя в среднем 96.3 ppm. Имеют место положительные корреляции между содержаниями P и Y ($r = 0.78$), P и HREE ($r = 0.83$).

Содержания неформульных элементов демонстрируют значительные вариации. Содержание Ca колеблется от 0.74 до 100 ppm (среднее 18.6 ppm). Наибольшее содержание Ca отмечается, как правильно, в краевых частях зерен, реже – в центральных. Все эти обогащенные Ca участки имеют почти черную, темно-серую окраску на изображениях в режиме CL. Между содержанием Ca и суммарным содержанием LREE наблюдается положительная корреляция ($r = 0.77$). Содержание Sr изменяется в более узком диапазоне, составляя в среднем 1.15 ppm. Содержание Ti варьирует от 6.17 до

23.9 ppm (среднее 1.15 ppm), что соответствует диапазону температуры образования циркона от 695 до 826 °C (Watson et al., 2006).

Величина $\delta^{18}\text{O}$ варьирует в узком диапазоне (от 6.50 до 7.84‰) при среднем значении 7.02‰.

Образец 3-2-23. Циркон встречается в виде зерен различной формы и размера, отличающихся разным внутренним строением по данным CL (рис. 2, в). Преобладает изометричная и удлиненная форма (коэффициент удлинения 1 : 2). Размер зерен варьирует от 90 до 180 мкм по удлинению. Большинство изученных зерен бесцветны и прозрачны под бинокляром. В некоторых присутствуют мелкие участки, окрашенные в коричневый цвет. На изображениях в CL окраска варьирует от светло-серой до почти черной. Нередко отмечаются тонкие (толщиной не более 10 мкм) светлые каймы вокруг темно-серых центральных частей зерен. Для некоторых зерен установлено наличие черных тонких кайм (зерна 6 и 15). На изображении в CL зачастую фиксируется сложный (размытый либо срезающийся границами зерен) характер осцилляционной зональности (например, зерна 3, 11, 15).

По результатам U-Pb датирования циркон можно разделить на 5 возрастных групп.

Первая группа включает кластер из 5 зерен (4, 5, 9, 12, 13) в нижней части конкордии с диапазоном значений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста от 484 до 650 млн лет (рис. 3, в). Все точки из этого кластера отвечают темно-серым, почти черным участкам циркона, за исключением точки 9 (окраска этого зерна значительно светлее на CL изображении). Следующий кластер образуют зерна 1, 3, 6, 10, 11, 14, 15. Возрастной диапазон по значениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста варьирует от 808 до 1101 млн лет. Все точки анализа относятся к более светлым участкам циркона с осцилляционной зональностью. Остальные возрастные группы состоят из единичных зерен. Точка 8, отвечающая черному в CL зерну, характеризуется максимальной степенью дискордантности (20%), $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст для нее равен 1497 ± 9 млн лет. Зерно 2 (четвертая возрастная группа) имеет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 1824 ± 19 млн лет. Зерно округлое, имеет сложное внутреннее строение и серый цвет в CL. Пятая возрастная группа представлена удлиненным зерном циркона 7, внутренне строение которого характеризуется переходом от темно-серой до темной окраски в CL. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст данного зерна составляет 2974 ± 7 млн лет (табл. 2).

Содержание U в продатированном цирконе в целом невысокое (в 11 точках оно не превышает 278 ppm). В четырех точках содержание U изменяется от 829 до 1258 ppm. Содержание Th колеблется от 9 до 515 ppm (среднее 143 ppm). Наибольшая концентрация U отмечается в зернах почти черного, темно-серого цвета в CL. Значение Th/U отношения варьирует от 0.01 до 1.98, составляя в среднем 0.54.

Суммарное содержание REE в рассматриваемом цирконе варьирует от 109 до 3207 ppm (среднее 909 ppm). Содержание LREE изменяется от 5.76 до 68.8 ppm (среднее 23 ppm), HREE – от 91.9 до 3135 ppm (среднее 878 ppm). В целом спектры распределения REE имеют дифференцированный характер (рис. 4, в) с более высоким содержанием тяжелых лантаноидов по сравнению со средними (отношение Lu_N/La_N варьирует от 53.6 до 9287, составляя в среднем 3357). Lu_N/Gd_N отношение варьирует от 1.57 до 39.6 при среднем значении 14.7. Для большинства точек установлена четко выраженная положительная Ce аномалия (Ce/Ce^* достигает 97.2). Во всех зернах циркона проявлена отрицательная Eu аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.02-0.42$, среднее 0.18). Между величинами положительной Ce аномалии и Th/U отношением наблюдается сильная положительная корреляция ($r = 0.84$). На фоне остальных спектров REE выделяются аналогичные спектры для зерен 6 и 8 (рис. 4, в). Они характеризуются более высоким содержанием LREE, ввиду чего Ce аномалия в значительной степени редуцирована. Для ряда зерен (5, 8, 9, 14) отмечается пологий характер распределения HREE, не коррелирующий с

внутренним строением зерен циркона в CL. Спектры REE для остальных зерен в целом конформны друг другу, отличаясь лишь суммарным содержанием REE.

Содержание Hf в изученном цирконе высокое. Оно изменяется от 10276 до 18407 ppm (среднее 13643 ppm). Содержание Y варьирует от 211 до 4694 ppm (среднее 1366 ppm). Между Y и суммарным содержанием HREE отмечается высокая положительная корреляция ($r = 0.99$). Содержание P колеблется от 75.8 до 1489 ppm (среднее 415 ppm). Содержание P положительно коррелирует с содержаниями ряда элементов: суммарным содержанием HREE ($r = 0.92$), содержаниями Y ($r = 0.93$), Ba ($r = 0.79$), что согласуется с “ксенотимовым” типом изоморфизма.

Содержание Ca варьирует от 5.88 до 264 ppm (среднее 47.9 ppm). Наибольшие концентрации Ca наблюдаются в зернах 1, 6 и 8, более обогащенных LREE и с наименее проявленными Ce- и Eu аномалиями. Содержание другого неформульного элемента Sr изменяется в диапазоне от 0.25 до 5.46 ppm (среднее 1.34 ppm). Содержание Ti варьирует от 4.81 до 66.3 ppm (среднее 20.2 ppm). Такое содержание соответствует температуре кристаллизации циркона в интервале от 682 до 943 °C (Watson et al., 2006).

Величина $\delta^{18}\text{O}$ широко варьирует (от 1.13 до 10.5‰) при среднем значении 7.20‰.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

К.В. Граймс с соавторами (Grimes et al., 2007, 2009, 2015) показали, что происхождение циркона магматического генезиса, который кристаллизовался в различных геодинамических обстановках – континентальных и океанических, может быть распознано на основе содержаний в минерале ряда редких элементов (например, Yb, U и Y).

На диаграмме Y–U/Yb (рис. 5, а) практически весь изученный циркон, включая циркон из обр. 3-2-55 (Skublov et al., 2022), расположен в поле циркона из пород континентальной коры. При этом точки циркона из обр. 3-1-1, 3-2-55 и 3-2-23 расположены достаточно компактно и тяготеют к границе, разделяющей циркон из пород континентальной и океанической коры. Одна из точек из обр. 3-1-1 (6, табл. 3) находится в поле циркона из океанических пород. Значительная часть точек циркона из обр. 3-2-11 находится в поле циркона из пород континентальной коры на удалении от границы с областью океанической коры. Несколько точек (1.1, 5.1, 7.2, 8.3, табл. 3) располагаются за пределами полей, выделенных в работе (Grimes et al., 2007). Скорее всего, это можно объяснить тем, что построенные дискриминационные диаграммы требуют дополнения новым аналитическим материалом и соответствующей корректировки полей. Часть точек циркона из обр. 3-2-23 имеют близкие характеристики с цирконом из обр. 3-2-11. Следует отметить, что молодой циркон из пород подводной горы Атлантик ЮЗИХ (Xu et al., 2021), происхождение которого однозначно определяется как “океаническое”, компактно расположен в пределах поля циркона из пород океанической коры на существенном удалении от границы с полем континентальной коры (рис. 5, а).

На дискриминационной диаграмме Yb–U (рис. 5, б) циркон из всех изученных образцов располагается в области циркона из пород континентальной коры. За пределы границ поля попадают всего две точки из обр. 3-2-11 (1.1 и 5.1, табл. 3) по причине более высокого содержания U при умеренном содержании HREE. На данной диаграмме также сохраняется некоторая обособленность точек циркона из обр. 3-2-11 от точек остальных образцов. “Океанический” циркон из ЮЗИХ (Xu et al., 2021) ожидаемо находится в поле океанической коры, ниже разграничительной линии. Примечательно, что циркон почти из всех образцов (включая молодой циркон “океанического” генезиса) демонстрирует положительную корреляцию Yb и U. Степень корреляции варьирует от значимой положительной ($r = 0.46$) для обр. 3-2-23 до сильной ($r = 0.88$) для циркона, рассмотренного в работе (Skublov et al., 2022). Данную зависимость можно объяснить тем, что повышенное содержание U приводит к (частичному) нарушению

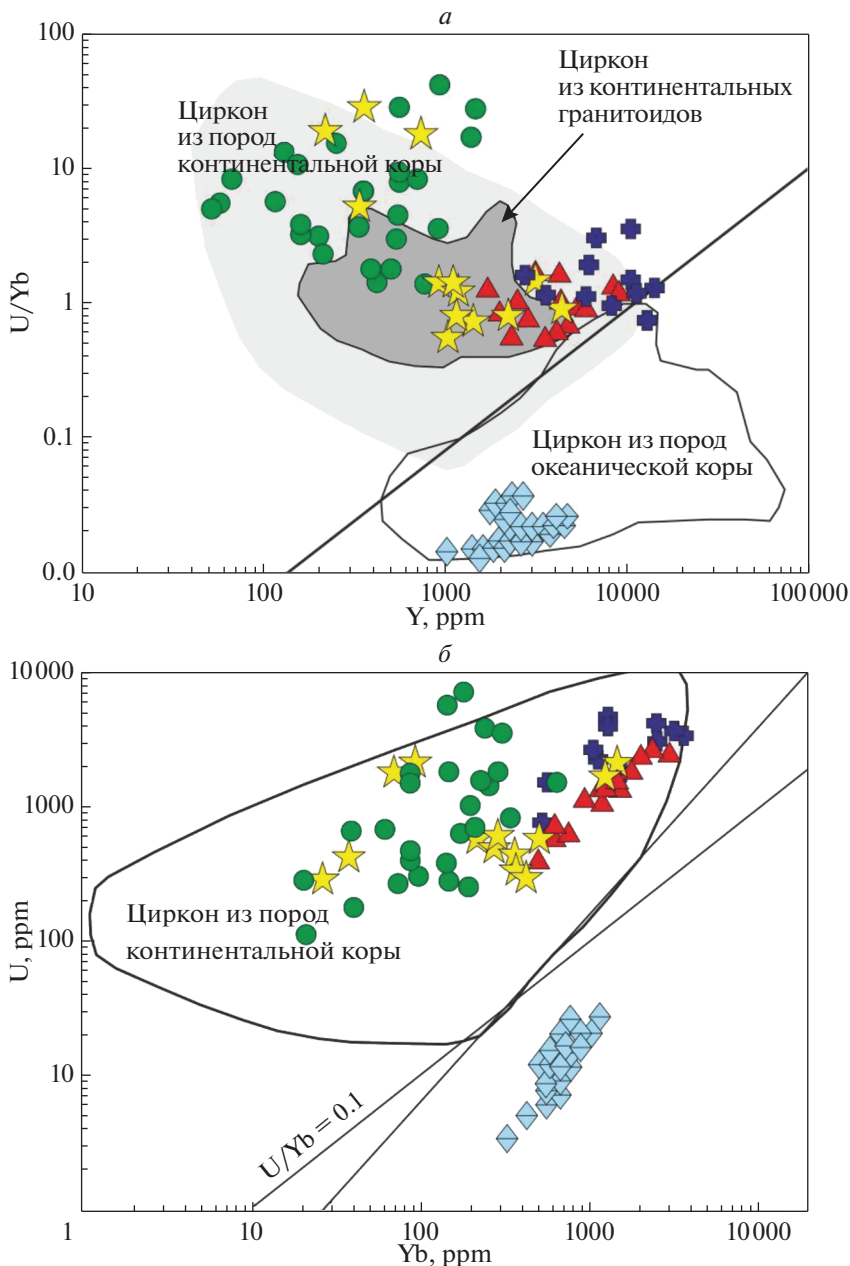


Рис. 5. Дискриминационные диаграммы (по: Grimes et al., 2007) с точками изученного циркона. Здесь и на последующих рисунках фиолетовыми крестиками показан циркон из обр. 3-1-1, зелеными кружками – обр. 3-2-11, желтыми звездочками – обр. 3-2-23, красными треугольниками – обр. 3-2-55, голубыми ромбами – циркон из ЮЗИХ (Xu et al., 2021).

Fig. 5. Discrimination diagrams (after: Grimes et al., 2007) with zircons from gabbroids of the Shaka Ridge and the Atlantis Bank (Xu et al., 2021). Here and throughout the paper violet crosses represent zircon from sample 3-1-1, green circles, sample 3-2-11, yellow stars, sample 3-2-23, red triangles, sample 3-2-55, the blue rhombuses, Atlantis Bank (Xu et al., 2021).

кристаллической структуры циркона по причине альфа-распада, что способствует вхождению в циркон элементов-примесей (например, HREE).

На дискриминационной диаграмме $La-Sm_N/La_N$ (рис. 6, а) с полями составов неизмененного магматического, гидротермального и пористого циркона, выделенными в работах (Hoskin, 2005; Grimes et al., 2009; Bouvier et al., 2012), циркон из обр. 3-1-1 располагается в поле неизмененного магматического циркона, за исключением точки 7, не попадающей ни в одну из областей диаграммы. Фигуративные точки циркона из обр. 3-2-11 заметно разбросаны в пределах диаграммы. Значительная часть точек находится выше области пористого циркона, вне фигуративных полей диаграммы. Несколько точек попадают в область пористого циркона (интерпретируемого как циркон, испытавший флюидное воздействие), а также в область гидротермального циркона. Только одна точка находится в области неизмененного циркона магматического генезиса. Точки циркона из обр. 3-2-23 демонстрируют сходное с обр. 3-2-11 расположение, но не попадают в область гидротермального циркона. Точки циркона из обр. 3-2-55 (Skublov et al., 2022) образует тренд, вытянутый из центра поля неизмененного магматического циркона к области гидротермального циркона (рис. 6, а). Молодой циркон “океанического” генезиса (Xu et al., 2021) образует четко выраженный тренд с отрицательным наклоном в пределах поля магматического циркона.

На диаграмме $Sm_N/La_N - Ce/Ce^*$ (рис. 6, б) с полями неизмененного магматического и гидротермального циркона (Hoskin, 2005) большая часть зерен циркона из обр. 3-1-1 попадает в поле циркона магматического генезиса. Для циркона из обр. 3-2-11 и 3-2-23 только единичные точки находятся в поле циркона магматического генезиса, в то время как большая их часть занимает промежуточное положение между неизмененным и гидротермальным цирконом. Циркон из обр. 3-2-55 отличается тем, что несколько точек попадают в область гидротермального циркона. Молодой циркон “океанического” генезиса (Xu et al., 2021) образует тренд с отрицательным наклоном, расположенный ниже фигуративных полей.

Диаграмма в координатах содержания Sr и Ti (рис. 7) демонстрирует, что для изученного циркона содержания этих неформульных элементов не превышают эмпирические верхние пределы концентраций для неизмененного циркона: для $Sr - 100$ ppm (Geisler, Schleicher, 2000), для $Ti - 20$ ppm (Fu et al., 2008). Более высокие содержания Ti и Sr установлены для циркона из обр. 3-2-55 и для единичных точек циркона для обр. 3-2-23.

Помимо рассмотренных диаграмм, для определения генезиса изучаемого циркона были использованы дискриминационные диаграммы, предложенные в работе (Belousova et al., 2002). На диаграмме $Yb/Sm-Y$ (рис. 8, а) почти все фигуративные точки циркона из обр. 3-1-1 располагаются в поле гранитоидов. Точки циркона из обр. 3-2-11 попадают в разные поля. Точка 14 единственная находится в поле сиенитов. Точки 11.1 и 3.2 приближены к полю сиенитов, но не попадают в него. Точки 4.2 и 8.3 расположены в поле карбонатитов. Точка 8.2 – в поле кимберлитов. Точки 1.1, 4.1, 5.1, 5.2, 7.2, 7.3, 7.4 – в поле гранитоидов. Точки 1.2 и 8.1 – в поле сиенитовых пегматитов. Несколько точек попадают в поле мафических пород. Остальные точки из обр. 3-2-11 располагаются вне выделенных полей. Циркон из обр. 3-2-23 разделен на 4 группы: в поле карбонатитов попадают зерна 5, 9, 14, в поле гранитоидов – 4 и 8, в поле лабрадоритов – 6, в поле сиенитовых пегматитов – 1, 2, 3, 7, 10, 11, 12, 13, 15. Циркон из обр. 3-2-55 (Skublov et al., 2022) на обсуждаемой диаграмме расположен преимущественно в области пересечения составов циркона из гранитоидов и лабрадоритов. Молодой “океанический” циркон (Xu et al., 2021) попадает в область пересечения мафических горных пород и гранитоидов.

На диаграмме Ce/Ce^*-Y (рис. 8, б) зерна 2, 4, 6, 8, 9, 10, 11 из обр. 3-1-1 попадают в поле нефелиновых сиенитов, 7 – в поле сиенитовых пегматитов, 1 и 3 – в поле лабрадоритов, зерно 5 не попадает ни в одну из областей. Циркон из обр. 3-2-11: точка 7.2

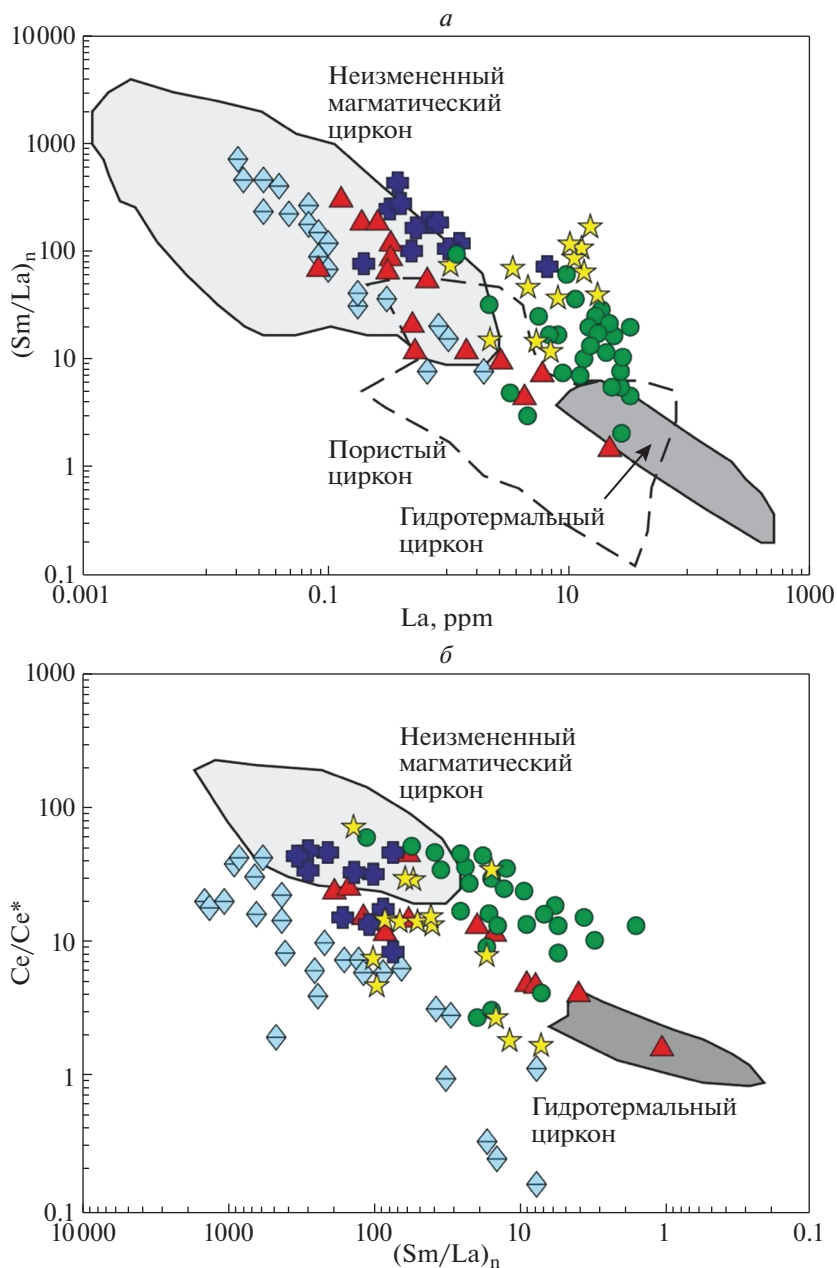


Рис. 6. Дискриминационные диаграммы (по: Hoskin, 2005; Grimes et al., 2009; Bouvier et al., 2012) с точками изученного циркона.

Fig. 6. Discrimination diagrams (after: Hoskin, 2005; Grimes et al., 2009; Bouvier et al., 2012) with zircons from gabbroids of the Shaka Ridge and the Atlantis Bank (Xu et al., 2021).

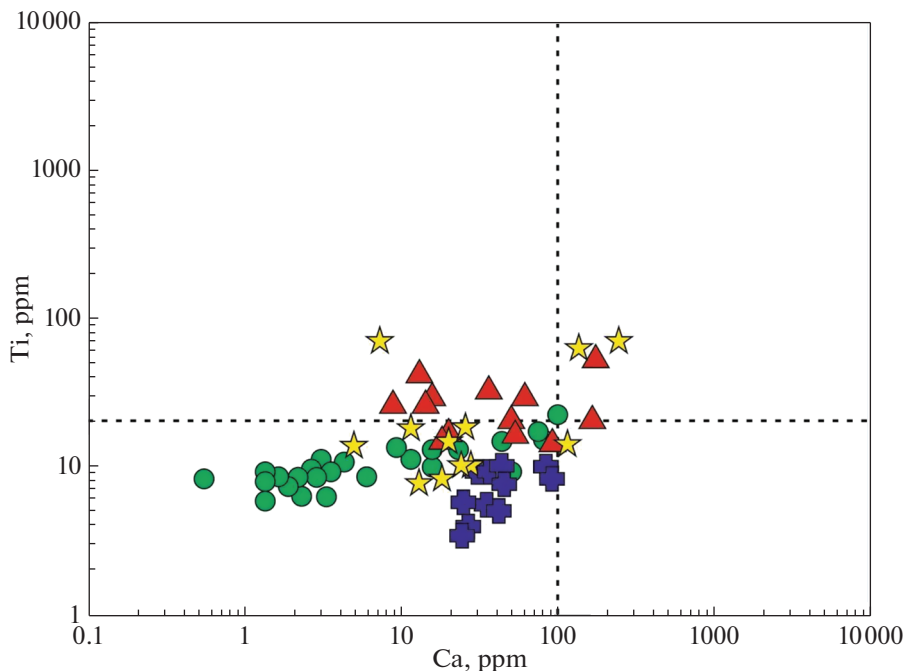


Рис. 7. Соотношение Ca и Ti в цирконе из габброидов хребта Шака. Пунктиром показаны эмпирические лимиты содержаний этих элементов в неизменном цирконе.

Fig. 7. Ca vs. Ti diagram for zircons from gabbroids of the Shaka Ridge. The dotted lines are empirical content limits for these elements in unmodified zircon.

попадает в поле гранитоидов, 2.1, 4.2, 7.3, 8.3 – в поле карбонатитов, 2.2 – в поле кимберлитов, 3.2, 6.1, 11.1, 12.1, 15.1 – в поле сиенитов. 3.2, 6.1, 7.1, 8.1, 8.2, 9.1, 13.1 – в поле лампроитов. Остальные точки не попадают ни в одно из полей. Зерна циркона 5, 8, 9 из обр. 3-2-23 расположены в области карбонатитов, 11 – сиенитовых пегматитов, 2, 6, 7, 8, 10 – гранитоидов, 4 – лабрадоритов. Остальные точки циркона не относятся ни к одной из областей. Точки циркона из обр. 3-2-55 (Skublov et al., 2022) также попадают в разные поля: гранитоидов, сиенитов и пегматитов различных типов, лабрадоритов. Молодой “океанический” циркон (Xu et al., 2021) не привязан к какому-нибудь определенному типу пород.

Еще одним эффективным критерием происхождения циркона является содержание Li (Ushikubo et al., 2008; Vouvier et al., 2012). Циркон из пород океанической коры характеризуется экстремально низким содержанием Li – не более 0.01 ppm, тогда как в цирконе из пород континентальной коры, как правило, содержание Li укладывается в интервал 1–100 ppm (Ushikubo et al., 2008; Grimes et al., 2011). В цирконе из обр. 3-1-1 содержание Li варьирует от 0.22 до 3.77 ppm, обр. 3-2-11 – от 0.42 до 113 ppm, обр. 3-2-23 – от 0.24 до 31.9 ppm. В цирконе из обр. 3-2-55 содержание Li варьирует в пределах 1.8–50 ppm при среднем содержании 16 ppm (Skublov et al., 2022). Для всех четырех образцов уровень содержания Li в разной степени указывает на то, что происхождение изучаемого циркона связано с породами континентальной коры.

Величина $\delta^{18}\text{O}$ для обр. 3-1-1 изменяется в пределах от 5.09 до 5.74‰ при среднем значении 5.47‰, что близко к мантийным значениям (~5.3‰) для циркона из габбро и серпентинитов океанической коры (Cavoise et al., 2009).

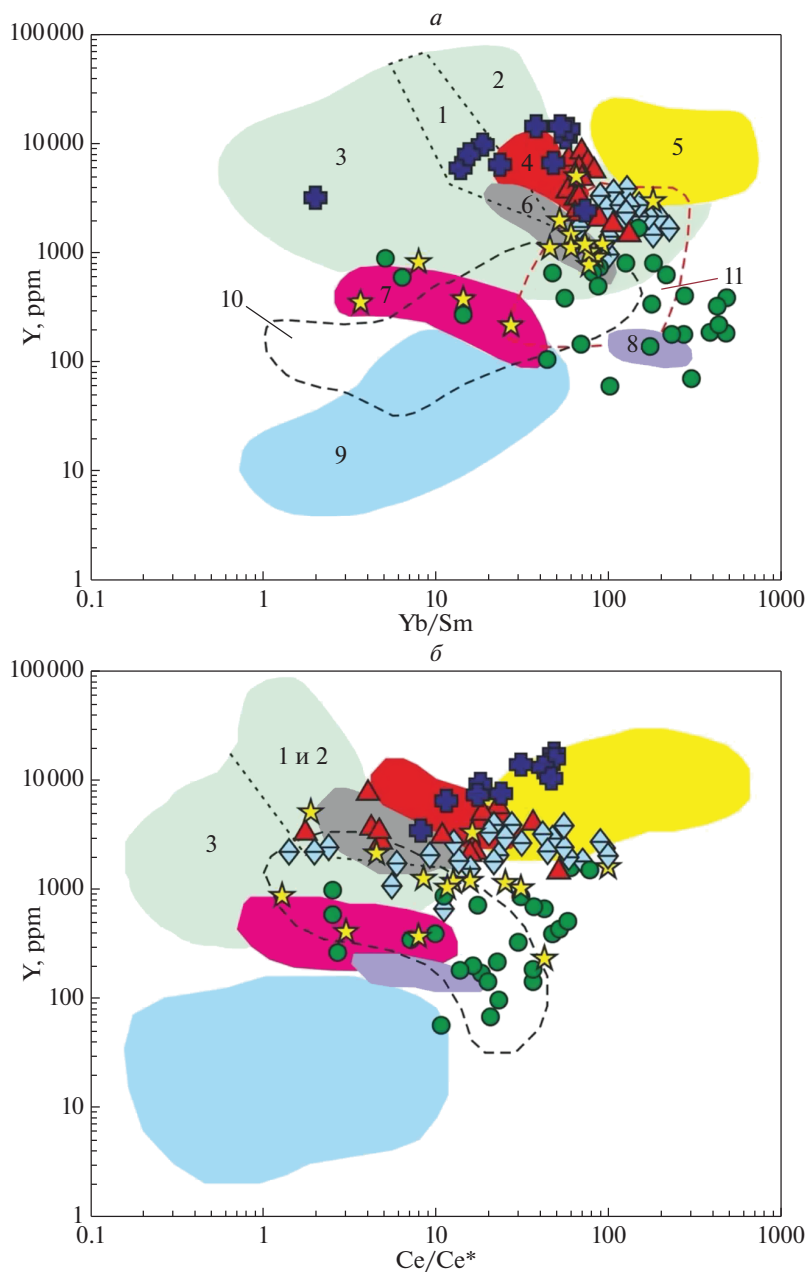


Рис. 8. Дискриминационные диаграммы (по: Belousova et al., 2002) с точками изученного циркона. Поля: 1 – аплиты, лейкограниты; 2 – граниты; 3 – гранодиориты, тоналиты; 4 – лабрадориты; 5 – нефелиновые сиениты, сиенитовые пегматиты; 6 – сиенитовые пегматиты; 7 – карбонатиты; 8 – сиениты; 9 – кимберлиты; 10 – лампроиты; 11 – мафические горные породы.

Fig. 8. Discrimination diagrams (after: Belousova et al., 2002) with zircons from gabbroids of the Shaka Ridge and the Atlantis Bank (Xu et al., 2021). Fields: 1 – aplites, leucogranites, 2 – granites, 3 – granodiorites and tonalites, 4 – labradorites, 5 – nepheline syenites and syenite pegmatites, 6 – syenite pegmatites, 7 – carbonatites, 8 – syenites, 9 – kimberlites, 10 – lamproites, 11 – mafic rocks.

Для циркона из обр. 3-2-11 величина $\delta^{18}\text{O}$ имеет более высокие значения, варьирующие в диапазоне от 6.50 до 7.84‰ при среднем значении 7.02‰, что заметно превышает мантийные величины и соответствует значениям для коровых пород (Valley et al., 1998).

Изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O}$ для циркона из обр. 3-2-23 варьирует наиболее сильно. Величина $\delta^{18}\text{O}$ изменяется от 1.13 до 10.5‰ при среднем значении 7.20‰. Видимой закономерности в распределении значений $\delta^{18}\text{O}$ не наблюдается. Для габбро, испытавшего взаимодействие с морской водой, гидротермальные процессы приводят к высоким (>6‰) значениям $\delta^{18}\text{O}$ (при температуре ниже 200–250 °C) и низким (<5‰) значениям $\delta^{18}\text{O}$ (при температуре выше 200–250 °C) (Grimes et al., 2011).

В целом пониженные значения величины $\delta^{18}\text{O}$ в цирконе из обр. 3-2-55, которые лежат в пределах от 1.75 до 3.15‰ (среднее 2.71‰) (Skublov et al., 2022), также свидетельствуют о возможном влиянии гидротермальных процессов на магматические породы (Bindeman, 2008). Значения величины $\delta^{18}\text{O}$ в интервале 0–6‰ характерны для минералов из пород, относящихся к нижнему слою океанической коры, представленному габбро (см. например, Eiler, 2001). Высокотемпературные (более 300 °C) гидротермальные изменения приводят к понижению величины $\delta^{18}\text{O}$ в минералах, включая циркон, из пород этого слоя относительно мантийных значений (Gregory, Taylor, 1981; Hart et al., 1999; Eiler, 2001; Korolev et al., 2018). Напротив, неизменный под воздействием морской воды циркон из океанических плагиогранитов и габбро в районе САХ и ЮЗИХ характеризуется достаточно узким интервалом $\delta^{18}\text{O}$ со средним значением $5.2 \pm 0.5\text{‰}$ (Grimes et al., 2011).

Данные по изотопному составу кислорода изученного циркона свидетельствуют либо о наличии коровых меток (обр. 3-2-11), либо о возможном воздействии на породы нагретой морской воды (обр. 3-2-23, 3-2-55). В то же время, для циркона из обр. 3-1-1 сохраняются значения величины $\delta^{18}\text{O}$ близкие к мантийным. Однозначно интерпретировать такие данные сложно, и вероятно, они отражают множественность источников поступления ксенокристов циркона.

На диаграмме $\delta^{18}\text{O}$ –U–Pb возраст (рис. 9) точки циркона из обр. 3-1-1, имеющего узкие диапазоны вариаций обоих параметров, образуют компактное поле в мантийной области. Точки циркона из обр. 3-2-11 располагаются в поле древней континентальной коры. Наибольшую изменчивость по изотопному составу кислорода демонстрирует циркон из обр. 3-2-23. Значительная часть точек циркона из этого образца находится в области древней континентальной коры, вблизи циркона из обр. 3-2-11. Единичные точки попадают в поле циркона, испытавшего гидротермальное воздействие. Циркон из обр. 3-2-55 располагается в области гидротермально преобразованного циркона.

Ряд геохимических характеристик, таких как величина Th/U отношения, дифференцированный характер спектров распределения REE с выраженными Ce- и Eu аномалиями позволяет считать, что рассматриваемый циркон имеет магматическое происхождение. Опираясь на дискриминационные диаграммы, можно сделать вывод о том, что циркон кристаллизовался в породах континентальной коры (преимущественно в гранитоидах). Соответственно, по отношению к вмещающим породам (габброидам) этот циркон является ксеногенным (унаследованным от более древних пород).

Дать однозначный ответ на закономерный вопрос – как древний циркон из пород континентальной коры оказался в магматических породах вблизи ЮЗИХ, затруднительно. На протяжении последних двух десятков лет рядом исследователей были выдвинуты различные гипотезы, объясняющие подобные находки.

Проблема присутствия древнего циркона в молодых океанических породах в районе САХ была затронута в работе (Pilot et al., 1998). Авторы предложили два варианта их

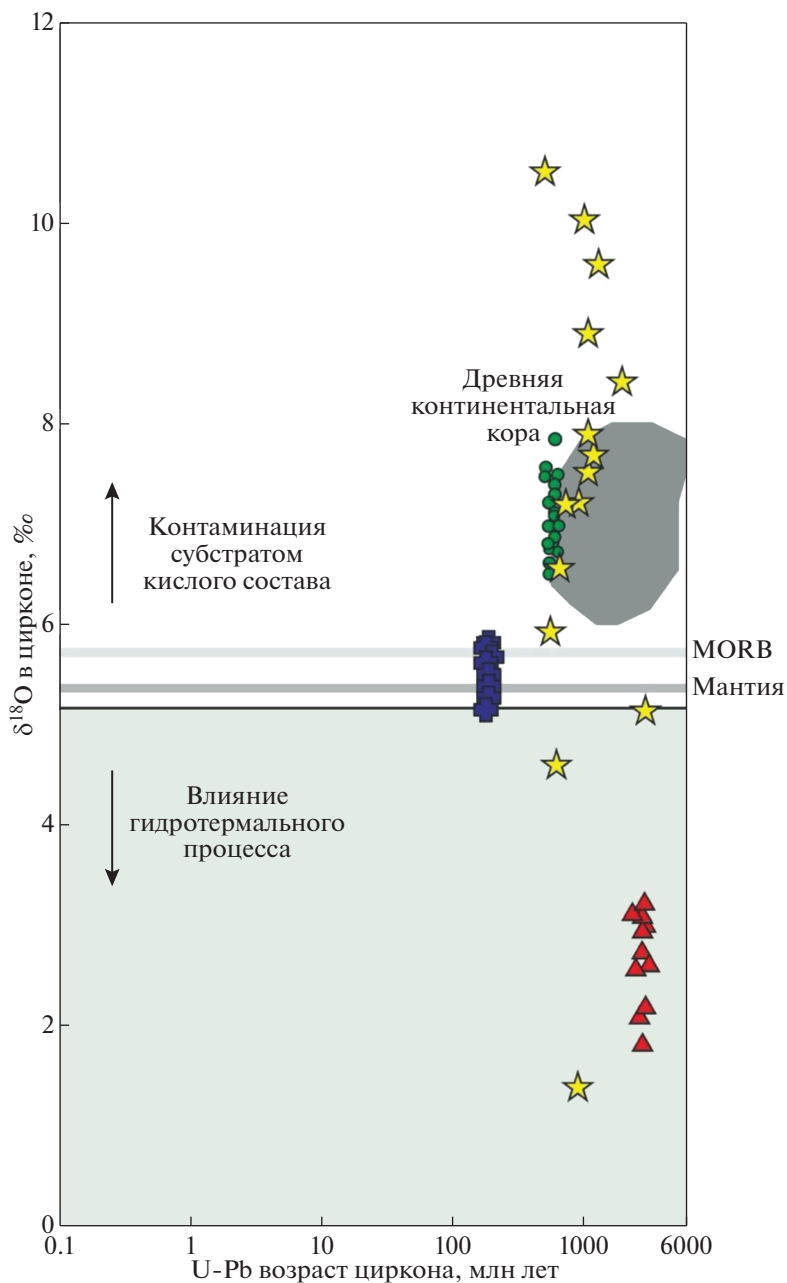


Рис. 9. Соотношение U-Pb возраста и изотопного состава кислорода для циркона из габброидов хребта Шака. Фигуративные поля MORB, деплетированной мантии и циркона гидротермального происхождения выделены по (Bindeman, 2008), древней континентальной коры по (Rumble et al., 2013).

Fig. 9. U-Pb age vs. oxygen isotope composition of zircons from gabbroids of the Shaka Ridge. Compositional fields for MORB, depleted mantle and for hydrothermal zircons modified by (Bindeman, 2008), the old continental crust by (Rumble et al., 2013).

происхождения. Во время открытия Атлантического океана раздробленный материал земной коры или расслоенная континентальная литосфера погружались в небольшие циркуляционные ячейки, которые развивались в неглубоких слоях мантии по обе стороны от оси хребта. Далее материал транспортировался через ячейки к оси хребта. В качестве альтернативной теории предполагается, что материал континентальной коры был захвачен в зоне разлома Кейн с момента открытия бассейна Атлантического океана в результате серии трансформных перемещений и неравномерного спрединга. Впоследствии часть этого материала мигрировала вниз по оси хребта (Pilot et al., 1998).

В работе (Bea et al., 2020) проведено обобщение результатов исследований по многочисленным находкам ксенокристов циркона в океанических породах Атлантики. Авторы предполагают, что источником древних ксенокристов являются фрагменты континентальной коры, которая сохранилась в окрестностях СОХ в виде блоков, не испытавших спрединга. Рассматривается возможный механизм поступления древнего циркона в океанические породы: восходящая магма имеет свойство поглощать ксенолиты континентальной коры, тем самым высвобождая ксенокристы циркона.

В районе Индийского океана находки древнего циркона отмечаются гораздо реже. На основании находок циркона протерозойского возраста в песках пляжа Мауритиус был сделан вывод о присутствии фрагментов древней континентальной коры под молодыми лавами плюмовой природы. Последние ассимилировали циркон из фрагментов континентальной литосферы и доставили их к поверхности (Torsvik et al., 2013; Ashwal et al., 2017).

В работе (Cheng et al., 2016) обсуждается циркон мезозойского возраста из пород ЮЗИХ. Авторы работы рассматривают две взаимоисключающие возможности его происхождения и перемещения: 1) фрагменты Гондваны на морском дне с момента раскрытия Атлантического океана; 2) частично измененные реликты коровых пород, которые ранее находились в малоглубинных областях верхней мантии и были захвачены и впоследствии перенесены в область прохождения оси ЮЗИХ.

Ряд авторов неоднократно обосновывал наличие остатков субгондванской литосферной мантии в виде ксенолитов и шпиров в пределах современной океанической литосферы (Douglass et al., 1999; Kamenetsky et al., 2001; Frey et al., 2002; Le Roux et al., 2002). Долгоживущая зона субдукции, проявление мантийных плюмов, распад суперконтинента Гондвана, открытие океанического бассейна Атлантики, дальнейшее плавление мелких блоков субгондванской литосферы, включавшей породы с реликтовым цирконом, – все эти факторы потенциально могли повлечь за собой проявление изотопно-геохимических неоднородностей и контаминацию расплавов в данном регионе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В габброидах, драгированных из хребта Шака (Южная Атлантика) установлены ксеногенные зерна циркона. U-Pb изотопная система зерен циркона зафиксировала возраст их кристаллизации, изменяющийся от протерозойских (около 1.1 млрд лет) до мезозойских значений (около 180 млн лет).

2. Проанализированный циркон имеет геохимические характеристики магматического происхождения: Th/U отношение (от 0.01 до 19.4), дифференцированные от легких к тяжелым лантаноидам спектры распределения REE с проявленными положительной Ce- и отрицательной Eu аномалиями.

3. На дискриминационных диаграммах К.В. Граймса (Grimes et al., 2007) по соотношению Yb, U и Y изученный циркон попадает в область циркона из пород континентальной коры, в том числе и в поле гранитоидов. На коровый источник ксенокристов также указывает повышенное содержание Li в цирконе.

4. Проведенный сравнительный анализ древних ксенокристов циркона из пород хребта Шака с молодым цирконом “океанического” генезиса из пород подводной го-

ры Атлантис ЮЗИХ (Xu et al., 2021) показал существенные отличия в их редкоземельном составе.

5. Данные по изотопному составу кислорода в цирконе свидетельствуют либо о наличии коровых меток, либо о возможном гидротермальном воздействии. Скорее всего, эти данные отражают множественность источников поступления ксенокристов циркона.

Благодарности. Измерения изотопного состава кислорода циркона осуществлялись при поддержке национальной программы Key R&D КНР грант № 2016YFE0203000, National Natural Science Foundation КНР грант № 41673018. Исследование выполнено в рамках темы НИР ИГГД РАН (FMUW-2022-0005). Авторы признательны С.Г. Симакину, Е.В. Потапову и Г.-К. Тангу за аналитические работы на ионном микрозонде.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аранович Л.Я., Зингер Т.Ф., Бортников Н.С., Шарков Е.В., Антонов А.В. Циркон из габброидов осевой зоны Срединно-Атлантического хребта (впадина Маркова, 6° с.ш.): корреляция геохимических особенностей с петрогенетическими процессами // *Петрология*. **2013**. Т. 21. № 1. С. 4–19.

Беляцкий Б.В., Левский Л.К., Трухалев А.И., Погребницкий Ю.Е., Васильева И.М., Куренцова Н.А. Доркембрийский гранито-гнейс в Срединно-Атлантическом хребте (26° с.ш.): результаты U-Pb датирования и SM-ND изотопных исследований // *Геохимия*. **1997**. Т. 35. № 8. С. 876–880.

Бортников Н.С., Шарков Е.В., Богатиков О.А., Зингер Т.Ф., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Сергеев С.А. Находки молодых и древних цирконов в габброидах впадины Маркова, Срединно-Атлантический хребет, 5°30.6'–5°32.4' с.ш. (результаты SHRIMP-II U-Pb датирования): значения для понимания глубинной геодинамики современных океанов // *Докл. РАН*. **2008**. Т. 421. № 2. С. 240–248.

Бортников Н.С., Силантьев С.А., Беа Ф., Монтеро П., Зингер Т.Ф., Сколотнев С.Г., Шарков Е.В. U-Pb датирование, соотношение изотопов кислорода и гафния в цирконе пород внутренних океанических комплексов Срединно-Атлантического хребта: свидетельства взаимодействия молодой и древней кор в зоне спрединга дна океана // *Докл. РАН*. **2019**. Т. 489. № 5. С. 49–55.

Костицын Ю.А., Белоусова Е.А., Бортников Н.С., Шарков Е.В. Циркон в габброидах из осевой зоны Срединно-Атлантического хребта: U-Pb-возраст и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ -отношения (результаты исследований методом лазерной абляции) // *Докл. РАН*. **2009**. Т. 428. № 5. С. 654–658.

Костицын Ю.А., Белоусова Е.А., Силантьев С.А., Бортников Н.С., Аносова М.О. Современные проблемы геохимических и U-Pb геохронологических исследований циркона в океанических породах // *Геохимия*. **2015**. № 9. С. 771–800.

Костицын Ю.А., Силантьев С.А., Аносова М.О., Шабыкова В.В., Сколотнев С.Г. Возраст plutонических пород разлома Вима (Центральная Атлантика) и природа их мантийных источников // *Геохимия*. **2018**. № 2. С. 97–119.

Кременецкий А.А., Громалова Н.А. Природа древних цирконов из пород Срединно-Атлантического хребта и поднятия Менделеева в Северном Ледовитом океане // *Фундаментальные исследования*. **2013**. № 10. Ч. 3. С. 594–600.

Кременецкий А.А., Громалова Н.А., Сколотнев С.Г., Шулятин О.Г., Белоусова Е.А. Источники вещества магматических пород глубоководного ложа Северного Ледовитого океана и Центральной Атлантики по данным U-Pb-возраста, изотопии Hf и геохимии РЗЭ цирконов // *Докл. РАН*. **2018**. Т. 481. № 2. С. 169–173.

Сколотнев С.Г., Бельтнев В.Е., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С. Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы Центральной Атлантики, геотектонические следствия // *Геотектоника*. **2010**. № 6. С. 24–59.

Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // *Геохимия*. **2008**. № 9. С. 980–997.

Шарков Е.В., Бортников Н.С., Богатиков О.А., Беляцкий Б.В., Зингер Т.Ф., Сколотнев С.Г. Мезозойский циркон из габброноритов осевой зоны Срединно-Атлантического хребта, 6°С.Ш. (район впадины Маркова) // *Докл. РАН*. **2004**. Т. 396. № 5. С. 675–679.

Шулятин О.Г., Беляцкий Б.В., Кременецкий А.А. Геохимические и изотопно-геохронологические исследования полихронных цирконов из магматических пород Срединно-Атлантического хребта и некоторые особенности его строения // *Региональная геология и металлогения*. **2019**. № 77. С. 11–19.

Zircon from Gabbroids of the Shaka Ridge (South Atlantic): U-Pb Age, Oxygen Isotope Ratios and Trace Element Composition

N. A. Rumyantseva^{a, c, *}, S. G. Skublov^{b, c, **},
B. G. Vanshtein^{a, ***}, X.-H. Li^d, and Q.-Li Li^d

^a*Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean, Saint Petersburg, Russia*

^b*Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint Petersburg, Russia*

^c*Saint Petersburg Mining University, Saint Petersburg, Russia*

^d*State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China*

*e-mail: rumyancevanat@gmail.com

**e-mail: skublov@yandex.ru

***e-mail: vanshbor@mail.ru

This paper presents the results of dating (U-Pb method, SHRIMP-II) and isotope geochemical data (oxygen $\delta^{18}\text{O}$, rare elements and REE) for zircon xenocrysts from igneous rocks of the Shaka Ridge (South Atlantic) as well as the results of comparative analysis of zircon from the Shaka Ridge with young zircon of oceanic origin from the rocks of Atlantis Bank in the Central Atlantic. Xenogenic zircon grains were found in the gabbroids. For this zircon the U-Pb isotope system recorded the age of crystallization from Proterozoic values of about 1.1 Ga years to Mesozoic values of about 180 Ma. The analyzed zircon has geochemical characteristics of magmatic origin: Th/U ratio (from 0.01 to 19.4), differentiated from LREE to HREE distribution spectra of lanthanides with positive Ce- and negative Eu anomalies. In Yb, U, and Y discrimination diagrams, the zircon under consideration falls into the zircon region of the continental crust rocks, including the granulitoid field. The crustal source of xenocrysts is also indicated by the increased Li content in zircon. Data on the isotopic composition of oxygen in zircon indicate either the presence of crustal marks or a possible hydrothermal effect. Most likely, the data obtained as a result of the study reflect the multiplicity of sources of receipt of zircon xenocrysts.

Keywords: zircon, U-Pb dating, REE, oxygen isotopes, Shaka ridge, South Atlantic

REFERENCES

- Aranovich L. Y., Bortnikov N. S., Sharkov E. V., Zinger T. F., Antonov A. V. Zircon in gabbroids from the axial zone of the Mid-Atlantic ridge, Markov deep, 6° N: correlation of geochemical features with petrogenetic processes. *Petrology*. **2013**. Vol. 21. N 1. P. 1–15.
- Ashwal L. D., Wiedenbeck M., Torsvik, T. H. Archaean zircons in Miocene oceanic hotspot rocks establish ancient continental crust beneath Mauritius. *Nat. Commun.* **2017**. Vol. 8. 14086.
- Bea F., Bortnikov N., Montero P., Zinger T., Sharkov E., Silantsev S., Skolotnev S., Trukhalev A., Molina-Palma, J. F. Zircon xenocryst evidence for crustal recycling at the Mid-Atlantic Ridge. *Lithos*. **2020**. Vol. 354–355. 105361.
- Belousova E., Griffin W., O'Reilly S. Y., Fisher N. Igneous zircon; trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Miner. Petrol.* **2002**. Vol. 143. P. 602–622.
- Belyatskii B. V., Levskii L. K., Vasil'eva I. M., Trukhalev A. I., Pogrebitskii Yu. E., Kurentsova N. A. Precambrian granite-gneiss from the Mid-Atlantic ridge (26° N): a U-Pb and Sm-Nd isotopic study. *Geochem. Int.* **1997**. Vol. 35. N 8. P. 770–773 (in Russian).
- Bindeman I. Oxygen isotopes in mantle and crustal magmas as revealed by single crystal analysis. *Rev. Miner. Geochem.* **2008**. Vol. 69. P. 445–478.
- Black L. P., Kamo S. L., Allen C. M., Davis D. W., Aleinikoff J. N., Valley J. W., Mundil R., Campbell I. H., Korsch R. J., Williams I. S., Foudoulis C. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect: SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chem. Geol.* **2004**. Vol. 205. P. 115–140.
- Bortnikov N. S., Sharkov E. V., Bogatkov O. A., Zinger T. F., Lepekhina E. N., Antonov A. V., Sergeev S. A. Finds of young and ancient zircons in gabbroids of the Markov deep, Mid-Atlantic ridge, 5°54'–5°02.2' N (results of SHRIMP-II U-Pb dating): implication for deep geodynamics of modern oceans. *Dokl. Earth Sci.* **2008**. Vol. 421. N 1. P. 859–866.
- Bortnikov N. S., Sharkov E. V., Silantsev S. A., Bea F., Montero P., Zinger T. F., Skolotnev S. G. U-Pb dating, oxygen and hafnium isotope ratios of zircon from rocks of oceanic core complexes at the Mid-

Atlantic ridge: evidence for the interaction of contemporary and ancient crusts in the spreading center of the ocean floor. *Dokl. Earth Sci.* **2019**. Vol. 489. N 2. P. 1396–1401.

Bouvier A.-S., Ushikubo T., Kita N.T., Cavoise A.J., Kozdon R., Valley J.W. Li isotopes and trace elements as a petrogenetic tracer in zircon: insights from Archean TTGs and sanukitoids. *Contrib. Miner. Petrol.* **2012**. Vol. 163. P. 745–768.

Bröcker M., Löwen K., Rodionov N. Unraveling protolith ages of meta-gabbros from Samos and the Attic-Cycladic Crystalline Belt, Greece: Results of a U-Pb zircon and Sr-Nd whole rock study. *Lithos.* **2014**. Vol. 198–199. P. 234–248.

Cavoise A.J., Kita N.T., Valley J.W. Primitive oxygen-isotope ratio recorded in magmatic zircon from the Mid-Atlantic Ridge. *Amer. Miner.* **2009**. Vol. 94. P. 926–934.

Cheng H., Zhou H., Yang Q., Zhang L., Ji F., Dick H. Jurassic zircons from the Southwest Indian Ridge. *Sci. Rep.* **2016**. 6. 26260.

Dokukina, K.A., Kaulina, T.V., Konilov, A.N., Mints M.V., Van K.V., Natapov L., Belousova E., Simakin S.G., Lepekhina E.N. Archean to Palaeoproterozoic high-grade evolution of the Belomorian eclogite province in Fennoscandian shield (Gridino area): geochronological evidence. *Gondwana Research.* **2014**. Vol. 25. P. 585–613.

Douglass J., Schilling J.-G., Fontignie D. Plume-ridge interactions of the Discovery and Shona mantle plumes with the southern Mid-Atlantic Ridge (40°–55° S). *J. Geophys. Res. Solid Earth.* **1999**. Vol. 104. P. 2941–2962.

Eiler J.M. Oxygen isotope variations of basaltic lavas and upper mantle rocks. *Rev. Miner. Geochem.* **2001**. Vol. 43. P. 319–364.

Fedotova A.A., Bibikova E.V., Simakin S.G. Ion-microprobe zircon geochemistry as an indicator of mineral genesis during geochronological studies. *Geochem. Int.* **2008**. Vol. 46. N 9. P. 912–927.

Finch R.J., Hancher J.M. Structure and chemistry of zircon and zircon-group minerals. *Rev. Miner. Geochem.* **2003**. Vol. 53. P. 1–25.

Frey F.A., Weis D., Borisova A.Yu., Xu G. Involvement of continental crust in the formation of the Cretaceous Kerguelen plateau: new perspectives from ODP leg 120 sites. *J. Petrol.* **2002**. Vol. 43. P. 1207–1239.

Fu B., Page F.Z., Cavoise A.J., Fournelle J., Kita N.T., Lackey J.S., Wilde S.A., Valley J.W. Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations. *Contrib. Miner. Petrol.* **2008**. Vol. 156. P. 197–215.

Geisler T., Scheicher H. Improved U-Th-total Pb-dating of zircons by electron microprobe using a simple new background modeling procedure and Ca as a chemical criterion of fluid-induced U-Th-Pb discordance in zircon. *Chem. Geol.* **2000**. Vol. 163. P. 269–285.

Gregory R.T., Taylor H.P. An oxygen isotope profile in a section of Cretaceous oceanic crust, Samali Ophiolite, Oman: Evidence for $\delta^{18}\text{O}$ buffering of the oceans by deep (>5 km) seawater-hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res. Solid Earth.* **1981**. Vol. 86. P. 2737–2755.

Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghoj K., Schwartz J.J. Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology.* **2007**. Vol. 35. P. 643–646.

Grimes C.B., John B.E., Cheadle M.J., Mazdab F.K., Wooden J.L., Swapp S., Schwartz J.J. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere. *Contrib. Miner. Petrol.* **2009**. Vol. 158. P. 757–783.

Grimes C.B., Ushikubo T., John B.E., Valley J.W. Uniformly mantle-like $\delta^{18}\text{O}$ in zircons from oceanic plagiogranites and gabbros. *Contrib. Miner. Petrol.* **2011**. Vol. 161. P. 13–33.

Grimes C.B., Wooden J.L., Cheadle M.J., John B.E. “Fingerprinting” tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon. *Contrib. Miner. Petrol.* **2015**. Vol. 170:46.

Hart S.R., Blusztajn J., Dick H.J.B., Meyer P.S., Muehlenbachs K. The finger-print of seawater circulation in a 500-meter section of ocean crust gabbros. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **1999**. Vol. 63. P. 4059–4080.

Hinton R.W., Upton B.G.J. The chemistry of zircon: Variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **1991**. Vol. 55. P. 3287–3302.

Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **2005**. Vol. 69. P. 637–648.

Jochum K.P., Dingwell D.B., Rocholl A., Stoll B., Hofmann A.W., Becker S., Besmehm A., Bessette D., Dietze H.-J., Dulski P., Erzinger J., Hellebrand E., Hoppe P., Horn I., Janssens K., Jenner G.A., Klein M., McDonough W.F., Maetz M., Mezger K., Muker C., Nikogosian I.K., Pichkardt C., Raczek I., Rhede D., Seufert H.M., Simakin S.G., Sobolev A.V., Spettel B., Straub S., Vincze L., Wallianos A., Weckwerth G., Weyer S., Wolf D., Zimmer M. The preparation and preliminary characterisation of eight geological MPI-DING reference glasses for in-situ microanalysis. *Geostand. Newsl.* **2000**. Vol. 24. P. 87–133.

Jochum K.P., Stoll B., Herwig K., Willbold M., Hofmann A.W., Amini M., Aarburg S., Abouchami W., Hellebrand E., Mocek B., Raczek I., Stracke A., Alard O., Bouman C., Becker S., Ducking M., Bratz H., Klemd R., de Bruin D., Canil D., Cornell D., de Hoog C.-J., Dalpe C., Danyushevsky L., Guillong M., Hauri E.H., Hofer H.E., Lahaye Y., Horz K., Jacob D.E., Kasemann S.A., Kent A.J.R., Ludwig T., Zack T., Mason P.R.D., Meixner A., Rosner M., Misawa K., Nash B.P., Pfander J., Premo W.R., Sun W.D., Tiepolo M., Vannucci R., Vennemann T., Wayne D., Woodhead J.D. MPI-DING reference glasses for in situ microanal-

ysis: New reference values for element concentrations and isotope ratios. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **2006**. Vol. 7.

Kamenetsky V.S., Maas R., Suschevskaya N.M., Norman M.D., Cartwright I., Peyve A.A. Remnants of Gondwanan continental lithosphere in oceanic upper mantle: Evidence from the South Atlantic Ridge. *Geology*. **2001**. Vol. 29. P. 243–246.

Korolev N.M., Melnik A.E., Li X.H., Skublov S.G. The oxygen isotope composition of mantle eclogites as a proxy of their origin and evolution: A review. *Earth Sci. Rev.* **2018**. Vol. 185. P. 288–300.

Kostitsyn Yu.A., Belousova E.A., Bortnikov N.S., Sharkov E.V. Zircons in gabbroids from the axial zone of the Mid-Atlantic ridge: U-Pb age and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratio (results of investigations by the laser ablation method). *Dokl. Earth Sci.* **2009**. Vol. 429. N 1. P. 1305–1309.

Kostitsyn Y.A., Silant'ev S.A., Anosova M.O., Belousova E.A., Bortnikov N.S. Modern problems of geochemical and U-Pb geochronological studies of zircon in oceanic crust. *Geochem. Int.* **2015**. Vol. 53. N 9. P. 759–785.

Kostitsyn Y.A., Silant'ev S.A., Anosova M.O., Shabykova V.V., Skolotnev S.G. Age of plutonic rocks from the Vema fracture zone (Central Atlantic) and nature of their mantle sources. *Geochem. Int.* **2018**. Vol. 56. N 2. P. 89–110.

Kremenetskiy A.A., Gromolova N.A. Nature of ancient zircons from rocks of the Mid-Atlantic ridge and the Mendeleev rise in the Arctic ocean. *Fundamental Research*. **2013**. Vol. 10. N 3. P. 594–600 (in Russian).

Kremenetskiy A.A., Gromolova N.A., Skolotnev S.G., Shulatin O.G., Belousova E.A. Sources of magmatic rocks from the deep-sea floor of the Arctic ocean and the Central Atlantic: evidence from data on the U-Pb age, Hf isotopes, and REE geochemistry of zircons. *Dokl. Earth Sci.* **2018**. Vol. 481. N 1. P. 852–856.

Le Roux P.J., Le Roex A.P., Schilling J.-G., Shimizu N., Perkins W.W., Pearce N.J.G. Mantle heterogeneity beneath the southern Mid-Atlantic Ridge: trace element evidence for contamination of ambient asthenospheric mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2002**. Vol. 203. P. 479–498.

Li X.H., Long W.G., Li Q.L., Liu Y., Zheng Y.F., Yang, Y.H., Chamberlain K.R., Wan D.F., Guo C.H., Wang X.C., Tao H.. Penglai zircon megacrysts: A potential new working reference material for microbeam determination of Hf–O isotopes and U–Pb age. *Geostand. Geoanalytical Res.* **2010**. Vol. 34. P. 117–134.

Lin J., Dick H.J., Shouten H., Georgean J. Evidence for off-axis volcanic relicts of the Bouvet hotspot and its interaction with the Southwest Indian Ridge. *Amer. Geophys. Union. Fall Meeting 2001*, abstract id. T31D–10.

Ludwig K.R. SQUID 1.02, A User Manual, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochron. Ctr. Spec. Pub.* **2001**. Vol. 2.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 3.00, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochron. Ctr. Spec. Pub.* **2003**. Vol. 4.

Norton I.O., Sclater J.G. A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of Gondwanaland. *J. Geophys. Res.* **1979**. Vol. 84. P. 6803–6830.

Pilot J., Werner C.D., Haubrich F., Baumann N. Palaeozoic and proterozoic zircons from the Mid-Atlantic ridge. *Nature*. **1998**. Vol. 393 P. 676–679.

Rocholl, A.B.E., Simon, K., Jochum, K.P., Bruhn F., Gehann R., Kramar U., Luecke W., Molzahn M., Pernicka E., Seufert M., Spettel B., Stummeier J. Chemical characterisation of NIST silicate glass certified reference material SRM 610 by ICP-MS, TIMS, LIMS, SSMS, INAA, AAS and PIXE. *Geostand. Newsl.* **2007**. Vol. 21. P. 101–114.

Rodionov N.V., Belyatsky B.V., Antonov A.V., Kapitonov I.N., Sergeev S.A. Comparative in-situ U-Th-Pb geochronology and trace element composition of baddeleyite and low-U zircon from carbonates of the Palaeozoic Kovdor alkaline-ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia. *Gondwana Research*. **2012**. Vol. 21. P. 728–744.

Rumble D., Bowring S., Iizuka T., Komiya T., Lepland A., Rosing M.T., Ueno Y. The oxygen isotope composition of Earth's oldest rocks and evidence of a Terrestrial magma ocean. *Geochem. Geophys. Geosys.* **2013**. Vol. 4. P. 1929–1939.

Sharkov E.V., Bortnikov N.S., Bogatnikov O.A., Belyatskii B.V., Zinger T.F., Skolotnev S.G. Mesozoic zircon from gabbro-norites of the axial Mid-Atlantic ridge, 6°N, Markov deep. *Dokl. Earth Sci.* **2004**. Vol. 397. N 5. P. 654–657.

Shulyatin O.G., Belyatsky B.V., Kremetskiy A.A. Geochemical and isotope-geochronological studies of polychronous zircons from magmatic rocks of the Mid-Atlantic ridge and some features of its structure. *Regional Geol. Metallogeny*. **2019**. N 77. P. 11–19 (in Russian).

Skolotnev S.G., Ipat'eva I.S., Bel'tenev V.E., Lepekhina E.N. Younger and older zircons from rocks of the oceanic lithosphere in the Central Atlantic and their geotectonic implications. *Geotectonics*. **2010**. Vol. 44. N 6. P. 462–492.

Skublov S.G., Rumyantseva N.A., Li Q.-L., Vanshtein B.G., Rezyukhin D.I., Li X.-H. Zircon xenocrysts from the Shaka Ridge record ancient continental crust: New U-Pb geochronological and oxygen isotopic data. *J. Earth Science* **2022**. Vol. 33. N 1. P. 5–16.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* **1989**. Vol. 42. P. 313–345.

Tang G.-Q., Li X.-H., Li Q.-L., Liu Y., Ling X.-X., Yin Q.-Z. Deciphering the physical mechanism of the topography effect for oxygen isotope measurements using a Cameca IMS-1280 SIMS. *J. Analyt. Atomic Spectrometry*. **2015**. Vol. 30. P. 950–956.

Torsvik T.H., Amundsen H., Hartz E.H., Corfu F., Kuszniir N., Gaina C., Doubrovine P.V., Steinberger B., Ashwal L.D., Jamtveit B. A Precambrian microcontinent in the Indian Ocean. *Nature Geosci.* **2013**. Vol. 6. P. 223–227.

Ushikubo T., Kita N.T., Cavoise A.J., Wilde S.A., Rudnick R.L., Valley J.W. Lithium in Jack Hills zircons: Evidence for extensive weathering of Earth's earliest crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2008**. Vol. 272. P. 666–676.

Valley J.W., Kinny P.D., Schulze D.J., Spicuzza M.J. Zircon megacrysts from kimberlite: oxygen isotope variability among mantle melts. *Contrib. Miner. Petrol.* **1998**. Vol. 133. P. 1–11.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Miner. Petrol.* **2006**. Vol. 151. P. 413–433.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer Miner.* **2010**. Vol. 95. P. 185–187.

Weidenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostand. Newsl.* **1995**. Vol. 19. P. 1–23.

Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., Sylvester P., Valley J., Whitehouse M., Kronz A., Morishita Y., Nasdala L., Fiebig J., Franchi I., Girard J.-P., Greenwood R.C., Hinton R., Kita N., Mason P.R.D., Norman M., Ogasawara M., Piccoli P.M., Rhede D., Satoh H., Schulz-Dobrick B., Skar O., Spicuzza M.J., Terada K., Tindle A., Togashi S., Vennemann T., Xie Q., Zheng Y.-F. Further characterization of the 91500 zircon crystal. *Geostandards Geoanalyt. Res.* **2004**. Vol. 28. P. 9–39.

Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben M. A., Shanks III W. C., Ridley W.I. (Eds.). Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Rev. Econ. Geol.* **1998**. Vol. 7. P. 1–35.

Xu N., Zhang L., Zhou H., Cheng H. Mosaic zircon petrochronology and implications for the ultra-slow spreading process of Southwest Indian Ridge. *Lithos.* **2021**. 106052.