

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Hf В ЦИРКОНЕ ИЗ ПАЛЕОАРХЕЙСКИХ ПЛАГИОГНЕЙСОВ И ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА (юг Сибирского кратона) И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ РОСТА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

О.М. Туркина^{1,2}, И.Н. Капитонов^{3,4}, С.А. Сергеев^{3,4}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, 199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

⁴ Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Санкт-Петербург, Университетская набер., 7/9, Россия

Приведены результаты U–Pb датирования (SHRIMP-II) и Lu–Hf (LA-ICPMS) изотопного исследования циркона из палеоархейских плагиогнейсов и плагиогранитоидов Онотского и Булунского блоков Шарыжалгайского выступа. Магматические цирконы из плагиогнейса Онотского и гнейсовидного трондjemита Булунского блоков имеют возраст 3388 ± 11 и 3311 ± 16 млн лет соответственно. Магматические цирконы из плагиогнейсов и плагиогранитоидов тоналит-трондjemит-гранодиоритовых (ТТГ) комплексов характеризуются преимущественно положительными значениями ϵ_{Hf} , отражающими образование кислых расплавов главным образом из ювенильных (мафических) источников, производных деплетированной мантии. Вариации изотопного состава Hf между отдельными зернами магматического циркона, так же как и пониженные средние величины ϵ_{Hf} в сравнении с DM, отражают вклад как мафических, так и более древних коровых источников в маглообразование. Метаморфические цирконы из гнейсовидного плагиогранита и мигматизированного плагиогнейса унаследуют изотопный состав Hf от магматического циркона или обогащены радиогенным Hf. Обогащение циркона из мигматизированных плагиогнейсов радиогенным Hf обусловлено взаимодействием с расплавом при частичном плавлении. Изменение изотопного Lu–Hf состава циркона из пород Булунского блока в интервале времени 3.33—3.20 млрд лет является результатом последовательного плавления мафической коры или увеличения вклада корового материала в их генезис. Корреляция изотопных Lu–Hf характеристик циркона и Sm–Nd параметров плагиогнейсов Онотского блока свидетельствует об участии древнего корового материала в их образовании. Бимодальное распределение величин модельного возраста циркона отражает проявление двух этапов формирования коры в палеоархее: 3.45—3.60 и ~ 3.35 млрд лет. Изотопные характеристики циркона и пород ТТГ комплексов, указывающие на рециклинг корового материала, свидетельствуют в пользу образования плагиогнейсов и плагиогранитоидов в результате плавления гетерогенных (мафических и более древних коровых) субстратов в утолщенной коре.

Палеоархей, тоналит-трондjemит-гранодиоритовый комплекс, циркон, U–Pb датирование, Lu–Hf изотопный состав, формирование коры, Шарыжалгайский выступ.

THE ISOTOPE COMPOSITION OF Hf IN ZIRCON FROM PALEOARCHEAN PLAGIOGNEISSES AND PLAGIOGRANITOIDS OF THE SHARYZHALGAI UPLIFT (southern Siberian craton): IMPLICATIONS FOR THE CONTINENTAL-CRUST GROWTH

O.M. Turkina, I.N. Kapitonov, and S.A. Sergeev

This paper presents results of U–Pb dating (SHRIMP-II) and Lu–Hf (LA-ICPMS) isotope study of zircon from Paleoproterozoic plagiogneisses and plagiogranitoids of the Onot and Bulun blocks of the Sharyzhalgai uplift. Magmatic zircons from the Onot plagiogneiss and Bulun gneissic trondhjemite are dated at 3388 ± 11 and 3311 ± 16 Ma, respectively. Magmatic zircons from plagiogneisses and plagiogranitoids of the studied tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) complexes are characterized mainly by positive values of ϵ_{Hf} indicating that felsic melts were generated mainly from juvenile (mafic) sources, which are derived from a depleted mantle reservoir. The variable Hf isotope composition in magmatic zircons and the lower average ϵ_{Hf} values in comparison with the depleted mantle values suggest the contributions of both mafic and more ancient crustal

sources to magma formation. Metamorphic zircons from the gneissic plagiogranite and migmatized plagiogneiss either inherited the Hf isotope composition from magmatic zircon or are enriched in radiogenic Hf. The more radiogenic Hf isotope composition of metamorphic zircons from the migmatized plagiogneisses is due to their interaction with melt during partial melting. Variations in the Lu–Hf isotope composition of zircon from the Bulun rocks in the period 3.33–3.20 Ga are due to the successive melting of mafic crust or the growing contribution of crustal material to their genesis. Correlation between the Lu–Hf isotope characteristics of zircon and the Sm–Nd parameters of the Onot plagiogneisses points to the contribution of ancient crustal material to their formation. The bimodal distribution of the model Hf ages of zircons reflects two stages of crustal growth in the Paleoproterozoic: 3.45–3.60 and ~3.35 Ga. The isotope characteristics of zircon and rocks of the TTG complexes, pointing to recycling of crustal material, argue for the formation of plagiogneisses and plagiogranitoids as a result of melting of heterogeneous (mafic and more ancient crustal) sources in the thickened crust.

Paleoproterozoic, tonalite–trondhjemite–granodiorite complex, zircon, U–Pb dating, Lu–Hf isotope composition, crustal growth, Sharyzhalskii uplift

ВВЕДЕНИЕ

Ранняя сиалическая кора докембрийских кратонов представлена преимущественно плагиогнейсами и плагиогранитоидами, которые по составу отвечают породам тоналит-гранодиоритовых (ТТГ) ассоциаций. Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что формирование пород ТТГ комплексов может происходить как за счет плавления мафических, так и диорит-тоналитовых субстратов [Rapp, Watson, 1995; Singh, Johannes, 1996]. В первом случае ТТГ ассоциации представляют собой ювенильную кору, тогда как во втором — они являются продуктами переработки (рециклинга) уже существовавшей сиалической коры. Индикаторами участия более древних сиалических или мафических производных деплетированной мантии источников при генерации кислых расплавов служат изотопные характеристики пород. Анализ Sm–Nd изотопной информации по архейским ТТГ комплексам показывает, что наряду с доминирующими породами с ювенильными изотопными характеристиками (высокими положительными ϵ_{Nd} и модельными Nd возрастными, близкими ко времени их кристаллизации) нередки и ассоциации с варьирующими, в том числе отрицательными величинами ϵ_{Nd} , отражающими вклад более древнего корового материала в магмообразование. Примерами последних служат плагиогнейсы зоны сочленения Олекминского и Центрально-Алданского супертеррейнов Алданского щита [Jahn et al., 1998] и некоторые тоналиты провинции Сьюперриор [Whalen et al., 2002]. Кроме Sm–Nd изотопных данных по породам в последние годы в связи с появлением технологии LA-ICP-MS появилась возможность использовать Lu–Hf изотопные характеристики циркона для оценки источников расплавов магматических пород. Преимущество данных по циркону связано с тем, что локальные методы анализа позволяют определять изотопный состав в той же зоне или домене циркона, которая ранее датировалась U–Pb SIMS методом, что дает точную возрастную привязку. Кроме того, коэффициенты диффузии Hf в цирконе много меньше, чем Pb, поэтому циркон сохраняет информацию об исходном изотопном составе Hf даже при нарушении U–Pb изотопной системы.

В настоящей работе представлены первые данные по Lu–Hf изотопному составу циркона из палеоархейских пород Шарышалгайского выступа (юг Сибирского кратона) с целью выяснения происхождения плагиогнейсов и плагиогранитоидов, оценки этапов формирования коры и роли процессов рециклинга в ее эволюции.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

U–Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по общепринятой методике [Williams, 1998]. Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолуминесцентные изображения (КЛ), отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) — 25 мкм при глубине 2 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. U–Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA с возрастом 416.75 млн лет [Black et al., 2003]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ , погрешности вычисленных значений конкордантных возрастов и пересечений с конкордией — на уровне 2σ . Построение графиков с конкордией проводилось с помощью программы ISOPLOT/ET [Ludwig, 1999].

Определение Lu–Hf изотопного состава циркона проведено методом ICP-MS с лазерной абляцией с применением 193 нм ArF лазера COMPEX-102, системы абляции DUV-193 и мультиколлекторного

масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно связанной плазме ThermoFinnigan Neptune в ЦИИ ВСЕГЕИ, следуя методике, описанной в работе [Griffin et al., 2000]. Конфигурация коллекторов позволяла одновременно регистрировать изотопы ^{172}Yb , ^{174}Yb , ^{175}Lu , ^{176}Hf , ^{177}Hf , ^{178}Hf , ^{179}Hf . Для коррекции масс-дискриминации использовалось одно нормализующее отношение ($^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$). Корректное значение ^{176}Hf было получено путем вычитания ^{176}Yb и ^{176}Lu (измерялись свободные от наложений ^{172}Yb и ^{175}Lu) [Капитонов и др., 2007]. Анализ изотопного состава выполнен в тех же точках, в которых проводилось U-Pb SIMS датирование, но диаметр точки составлял ~ 50 мкм, а глубина кратера 20—40 мкм. За период измерений средние величины $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ для цирконовых стандартов составили 0.282701 ± 35 (TEMORA, $n = 6$), 0.282497 ± 27 (Mud Tank, $n = 5$) и 0.282009 ± 23 (GJ-1, $n = 7$). Эти величины соответствуют опубликованным значениям для стандартов: TEMORA — 0.282680 ± 24 [Woodhead et al., 2004], Mud Tank — 0.282504 ± 44 [Woodhead, Hergt, 2005] и GJ-1 — 0.282015 ± 19 [Elhoul et al., 2006]. При обработке данных принята постоянная распада $^{176}\text{Lu} = 1.865 \cdot 10^{-11}$ лет $^{-1}$ [Scherer et al., 2001]. Для расчета ϵ_{Hf} использованы хондритовые величины: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ [Blichert-Toft, Albarede, 1997]. Модельный Hf возраст определен относительно деплетированной мантии (DM) с параметрами: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ [Chauvel, Blichert-Toft, 2001]. Поскольку модельный возраст циркона ($T_{\text{Hf}}(\text{DM})$) представляет минимальный возраст источника расплава, из которого он кристаллизовался, был рассчитан также более реалистичный двухстадийный возраст T_{Hf}^{C} полученный проецированием инициального $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ циркона к линии деплетированной мантии, используя среднекоровую величину $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ [Griffin et al., 2000].

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ТТГ КОМПЛЕКСОВ ОНОТСКОГО И БУЛУНСКОГО БЛОКОВ

Шарыжалгайский выступ фундамента представляет собой южное обнаженное окончание Тунгусской провинции Сибирского кратона [Rosen et al., 1994] (рис. 1). С северо-запада на юго-восток он подразделяется на Булунский и Онотский гранит-зеленокаменные, Китойский и Иркутный гранулитогнейсовые блоки. В Онотском и Булунском блоках преобладают супракристалльные, в различной степени деформированные метаосадочно-вулканогенные отложения, метаморфизм которых достигает уровня амфиболитовой фации. Плаггиогнейсы и плаггиогранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава (ТТГ комплекс) слагают линейно вытянутые тектонические блоки и пластины, чередующиеся со стратифицированными метаосадочно-вулканогенными отложениями.

В Онотском террейне в ТТГ комплексе доминируют массивные и деформированные гнейсовидные трондьемиты и тоналиты первично интрузивной природы, содержащие реликты плаггиогнейсов и амфиболитов [Ножкин и др., 2001; Туркина, 2004]. Согласно результатам U-Pb датирования единичных зерен циркона, протолиты плаггиогнейсов трондьемитового состава имеют возраст ~ 3.4 млрд лет [Бибилова и др., 2006]. Преобладающими в ТТГ комплексе Булунского блока являются биотитовые плаггиогнейсы и мигматизированные их разности. Менее распространены гнейсовидные до массивных плаггиограниты, образующие тела площадью до первых десятков квадратных километров. Протолиты гнейсов и гранитоидов тоналитового и трондьемитового составов были сформированы в палеоархее в результате двух дискретных эпизодов магматизма 3.33 и 3.25 млрд лет и метаморфизованы ~ 3.2 млрд л.н. [Туркина и др., 2009]. Плаггиогнейсы и плаггиогранитоиды обоих блоков обнаруживают все характерные черты пород архейских ТТГ комплексов [Martin, 1994], включающие низкое содержание тяжелых РЗЭ и Y, фракционированное распределение РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 20\text{—}66$) и высокое Sr/Y (23—66).

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ

Для изотопного исследования использованы цирконы из четырех образцов плаггиогнейсов и плаггиогранитоидов из ТТГ комплексов Онотского и Булунского блоков. По циркону из плаггиогнейса (обр. 40-03) из Онотского блока ранее был получен возраст 3386 ± 14 млн лет (SIMS Cameca 1270 NORDSIM, Стокгольм) [Бибилова и др., 2006]. Чтобы иметь точную пространственно-возрастную привязку точек для Lu-Hf изотопного анализа, было повторно датировано десять зерен циркона из этого же образца. Для Булунского блока был использован циркон из двух ранее датированных образцов: интрузивного плаггиогранита (обр. 69-04) и мигматизированного плаггиогнейса (обр. 62-04). В интрузивном плаггиограните установлены две разновозрастные генерации циркона: магматическая — 3330 ± 8 млн лет и метаморфическая — 3190 ± 24 млн лет [Туркина и др., 2009]. В мигматизированном плаггиогнейсе формирование ядер циркона с возрастом 3204 ± 13 млн лет и оболочек (3149 ± 23 млн лет) связано с частичным плавлением (мигматизация) и метаморфизмом. Время образования протолита установлено по циркону из немигматизированного гнейса и составляет 3249 ± 6 млн лет [Туркина и др., 2009]. Дополнительно выполнено U-Pb датирование циркона из гнейсовидного трондьемита (обр. 10-04).

Циркон из плаггиогнейса Онотского блока (обр. 40-03) представлен хорошо ограниченными призматическими зернами с тонкой осцилляторной зональностью от центра к краю зерна (рис. 2), что указыва-

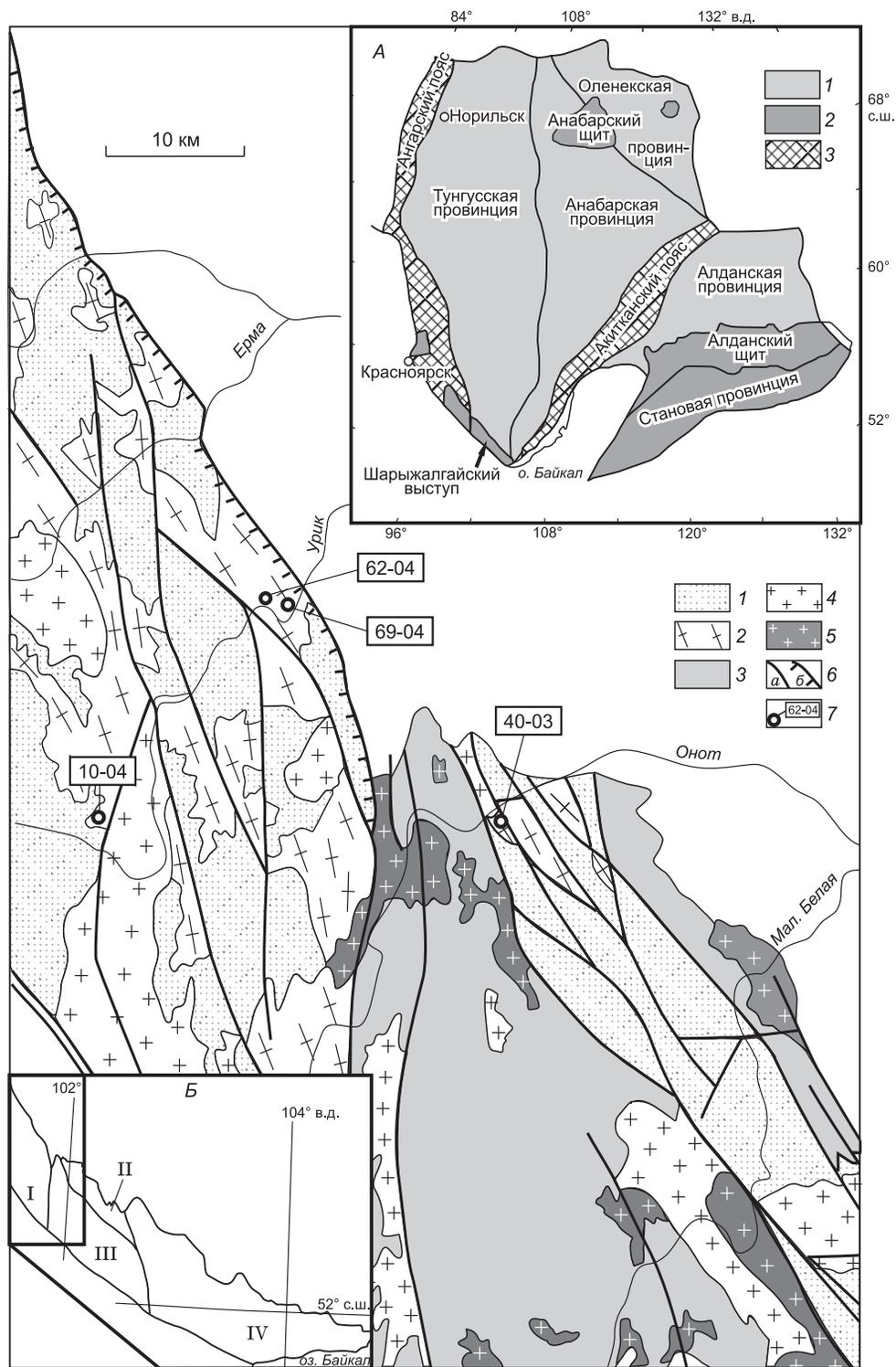


Рис. 1. Геологическая схема северо-западной части Шарыжалгайского выступа, по [Rosen, Turkina, 2007].

1 — архейские метаосадочно-вулканогенные отложения зеленокаменных поясов; 2 — палеоархейские плагиогнейсы и плагиогранитоиды (ТТГ комплекс); 3 — раннедокембрийский гранулитогнейсовый комплекс; 4, 5 — палеопротерозойские и архейские гранитоиды соответственно; б — тектонические границы: а — разломы, б — надвиги; 7 — место отбора образцов для изотопно-геохронологического изучения.

Врезка А — главные тектонические элементы Сибирского кратона, по [Rosen et al., 2004; Donskaya et al., 2009]: 1 — погребенный фундамент, 2 — выступы фундамента, 3 — палеопротерозойские орогенные пояса; врезка Б — схема террейнов Шарыжалгайского выступа: I — Булунский и II — Онотский гранит-зеленокаменные, III — Китойский и IV — Иркутный гранулитогнейсовые; рамкой показан контур геологической схемы на рис. 1.

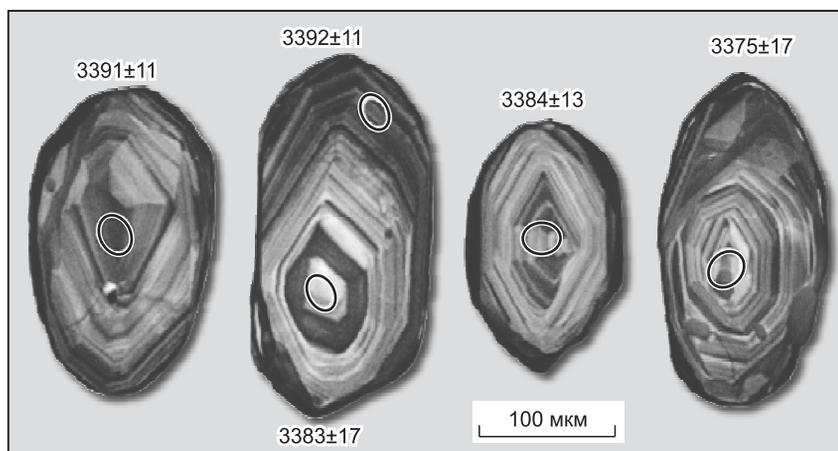


Рис. 2. Катодолюминесцентное изображение циркона из плагинейса Онотского блока.

Здесь и на рис. 4 показаны точки датирования и значения возраста (млн лет) по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

ет на его магматическое происхождение. Метаморфическое преобразование циркона выражено в появлении тонких темных кайм, датирование которых невозможно из-за их малого размера. Пониженные концентрации U (62—205 г/т) и Th (25—93 г/т) в цирконе являются типичными для пород древних ТТГ комплексов, а величины Th/U (0.26—0.78) соответствуют значениям для циркона магматического происхождения (табл. 1). Возраст циркона, рассчитанный по 10 конкордантным анализам, составляет 3388 ± 11 млн лет (рис. 3) и тождествен ранее установленному значению (3386 ± 14 млн лет [Бибикова и др., 2006]).

В гнейсовидном трондьемите из Булунского блока (обр. 10-04) циркон представлен призматическими кристаллами в большинстве случаев с отчетливой осцилляторной зональностью в КЛ (рис. 4). Образование внешних незональных темных в КЛ кайм, вероятно, связано с метаморфизмом. Циркон имеет умеренные концентрации U (51—382 г/т) и Th (42—273 г/т). Характер зональности, так же как и величина Th/U (0.23—0.86), соответствуют цирконам магматического генезиса. Измеренные U/Pb изотопные отношения конкордантные и субконкордантные. Возраст циркона рассчитан по верхнему пересечению дискордии с конкордией и составляет 3311 ± 16 млн лет (СКВО = 1.3; $n = 8$) (рис. 5), что полностью согласуется с оценкой времени формирования плагинейсов (3330 ± 8 млн лет) Булунского блока [Туркина и др., 2009].

ИЗОТОПНЫЙ Lu-Hf СОСТАВ ЦИРКОНА

Результаты изотопного изучения циркона представлены в табл. 2 и на рис. 6, 7. Величины инициальных $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ отношений и ϵ_{Hf} для отдельных зерен рассчитаны на возраст по измеренному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Средние значения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ и ϵ_{Hf} рассчитаны на возраст магматической или метаморфической генерации циркона (конкордантный или по верхнему пересечению дискордии с конкордией).

В образце плагинейса из Онотского блока цирконы представляют собой одну магматическую генерацию, дискордантность их возрастов не превышает 5%. Циркон из этого образца имеет самые низкие $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, как правило, не превышающие 0.006. Средняя величина инициального отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ составляет 0.280657 ± 0.000029 . За исключением двух зерен циркон характеризуется по-

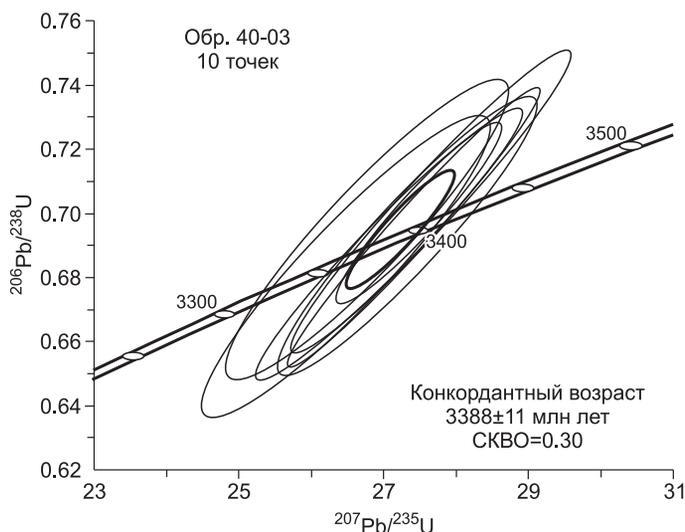


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов из плагинейса Онотского блока.

Таблица 1.

**Изотопный состав и возраст цирконов из пород ТТГ комплексов
Шарьжалгайского выступа**

Номер точки	U	Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}_c$, %	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет		D, %
	г/г					$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
Плагинейс трондьемитового состава (обр. 40-03), Онотский блок															
1.1	129	54	0.43	0.04	77.4	0.2857	0.58	27.42	2.6	0.696	2.5	0.975	3406 ± 67	3394 ± 9	0
3.1	62	32	0.53	0.07	36.3	0.2812	1.20	26.49	3.1	0.683	2.8	0.922	3357 ± 74	3370 ± 19	0
4.1	155	91	0.60	0.00	92.2	0.2841	0.72	27.16	2.5	0.693	2.4	0.956	3396 ± 62	3385 ± 11	0
6.1	69	25	0.37	0.00	41.3	0.2793	1.10	26.76	3.0	0.695	2.7	0.928	3402 ± 73	3359 ± 17	-1
5.1	205	93	0.47	0.36	123.0	0.2851	0.70	27.34	2.4	0.696	2.3	0.956	3404 ± 60	3391 ± 11	0
7.1	194	48	0.26	0.02	118.0	0.2852	0.68	27.96	2.4	0.711	2.3	0.958	3463 ± 61	3392 ± 11	-2
7.2	73	37	0.52	0.24	41.0	0.2835	1.10	25.48	2.9	0.652	2.7	0.926	3235 ± 69	3383 ± 17	5
8.1	102	39	0.40	0.11	60.5	0.2862	0.95	27.32	2.7	0.692	2.5	0.937	3391 ± 67	3397 ± 15	0
9.1	93	70	0.78	0.00	58.0	0.2821	1.10	28.13	2.9	0.723	2.7	0.926	3507 ± 73	3375 ± 17	-4
10.1	110	65	0.61	0.00	65.4	0.2837	0.85	26.95	2.6	0.689	2.5	0.945	3379 ± 65	3384 ± 13	0
Трондьемит (обр. 10-04), Булунский блок															
1.1c	148	60	0.42	0.95	90.3	1.421	0.74	0.2756	0.7	26.59	1	0.700	3421 ± 20	3337 ± 11	-2
2.1c	177	78	0.46	0.09	97.9	1.553	0.69	0.2545	0.64	22.59	0.94	0.644	3204 ± 17	3213 ± 10	0
3.1c	307	184	0.62	0.02	179	1.4716	0.61	0.2711	0.51	25.4	0.8	0.680	3342 ± 16	3312 ± 8	-1
4.1c	382	252	0.68	1.26	216	1.5424	0.51	0.2645	0.62	23.5	0.81	0.645	3207 ± 13	3274 ± 10	2
5.1c	290	251	0.89	0.09	167	1.4917	0.54	0.2692	0.55	24.87	0.77	0.670	3306 ± 14	3302 ± 9	0
5.2r	371	84	0.23	0.47	168	1.908	0.58	0.211	0.64	15.23	0.86	0.523	2713 ± 13	2913 ± 10	7
6.1c	206	112	0.56	0.22	122	1.454	0.73	0.2757	0.62	26.1	0.96	0.687	3371 ± 19	3338 ± 10	-1
7.1c	256	128	0.52	0.36	142	1.5586	0.59	0.2705	0.59	23.89	0.84	0.640	3191 ± 15	3308 ± 9	4
8.1c	345	273	0.82	0.41	195	1.5289	0.51	0.2665	0.53	23.98	0.73	0.653	3239 ± 13	3285 ± 8	1
9.1c	145	56	0.40	0.11	84.8	1.472	0.78	0.2773	0.75	25.96	1.1	0.679	3341 ± 20	3348 ± 12	0
10.1c	51	42	0.86	0.38	29.8	1.464	1.2	0.2755	1.0	25.9	1.6	0.682	3351 ± 32	3337 ± 16	0

Примечание. Ошибки приведены для интервала 1σ. Pb_c и Pb* — доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. Ошибка калибровки стандарта TEMORA — 0.38 %. Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ²⁰⁴Pb. D — процент дискордантности, Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb*/²³⁵U и ²⁰⁶Pb*/²³⁸U, c — центр, r — край.

ложительными значениями ε_{Hf} их среднее составляет 2.1 ± 1.0 (здесь и далее все ошибки средних величин приведены на уровне 2σ) (см. рис. 6, 7). Два зерна циркона с наиболее низкими ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf_i и отрицательными ε_{Hf} по содержанию U, Th и величине ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf не отличаются от остальных, если их исключить, среднее значение ε_{Hf} не изменится в пределах ошибки (2.4 ± 1.1). Двухстадийный модельный возраст циркона T_{Hf}^C отражающий время пребывания в коре источника плагинейсов, варьирует от 3.5 до 3.8 млрд лет и в среднем составляет 3.6 млрд лет.

Циркон из гнейсовидного трондьемита Булунского блока (обр. 10-04) также имеет магматическое происхождение. Дискордантность возрастов для зерен, в которых определен изотопный состав Hf, составляет менее 4 %. Этот циркон имеет ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf_i = 0.280749 ± 0.000029, величины ε_{Hf} преимущественно положительные и среднее значение составляет 3.3 ± 1.1 (см. рис. 6, 7). При расчете среднего были исключены два зерна с нарушенной U/Pb изотопной системой и возрастом < 3.3 млрд лет. Отношения ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf изменяются в широких пределах и превышают 0.0008. Средний модельный возраст циркона T_{Hf}^C составляет 3.4 млрд лет при вариациях от 3.3 до 3.5 млрд лет.

В двух других образцах мигматизированного плагинейса и гнейсовидного плагинейсита (трондьемита) из Булунского блока циркон представлен двумя генерациями. Магматический циркон из плагинейсита с возрастом ~ 3.33 млрд лет, не зависимо от степени дискордантности (D = 1—12 %), характеризуется близкими величинами ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf_i = 0.280739 ± 0.000026 и средним ε_{Hf} = 3.3 ± 0.9 (см. рис. 6, 7). Величины T_{Hf}^C варьируют от 3.4 до 3.5 млрд лет и в среднем составляют 3.5 млрд лет. Все изотопные характеристики магматического циркона из плагинейсита и гнейсовидного трондьемита (обр. 10-04) идентичны, что свидетельствует о геохимическом сходстве источников расплавов, из которых он кристаллизовался. Циркон из плагинейсита, испытавший преобразование при метаморфизме на

Таблица 2. Изотопный Lu-Hf состав цирконов из палеоархейских пород тоналит-грандьемитовых комплексов Шарыжалгайского выступа

Точка	T , млн лет	$\frac{^{176}\text{Yb}}{^{177}\text{Hf}}$	$\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}$	$\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}$	$\pm\sigma$	ϵ_{Hf}	$\pm 2\sigma$	$T_{\text{Hf}}(\text{DM})$, млн лет	T_{Hf}^{C} , млн лет
Обр. 40-03									
1.1	3394	0.007492	0.000405	0.280680	0.000064	1.8	2.3	3510	3578
1.2	3394	0.004365	0.000251	0.280675	0.000046	2.0	1.6	3502	3567
3.1	3370	0.006109	0.000339	0.280662	0.000050	1.8	1.8	3527	3607
4.1	3385	0.006746	0.000359	0.280583	0.000065	-1.7	2.3	3633	3779
5.1	3391	0.010698	0.000571	0.280695	0.000079	1.9	2.8	3505	3569
6.1	3359	0.011409	0.000596	0.280701	0.000060	1.3	2.1	3499	3560
7.1	3392	0.007656	0.000447	0.280685	0.000063	1.8	2.2	3507	3573
7.2	3392	0.009672	0.000505	0.280706	0.000050	2.5	1.8	3484	3536
8.1	3397	0.006286	0.000328	0.280692	0.000063	2.4	2.2	3487	3541
8.2	3397	0.005017	0.000270	0.280613	0.000074	-0.1	2.6	3586	3703
9.1	3375	0.008530	0.000443	0.280658	0.000054	0.5	1.9	3542	3631
9.2	3375	0.003753	0.000208	0.280689	0.000057	2.2	2.0	3480	3531
10.1	3384	0.020894	0.001025	0.280755	0.000056	2.8	2.0	3466	3505
11.1	3400	0.007639	0.000404	0.280718	0.000047	3.3	1.7	3459	3497
12.1	3400	0.004504	0.000234	0.280705	0.000065	3.2	2.3	3462	3501
Обр. 10-04									
1.1	3337	0.017756	0.000814	0.280762	0.000035	2.5	1.2	3436	3519
2.1	3213	0.036038	0.001666	0.280839	0.000036	0.5	1.3	3408	3471
4.1	3274	0.042036	0.002460	0.280941	0.000114	3.7	4.1	3338	3359
5.1	3301	0.059822	0.002592	0.280961	0.000044	4.7	1.6	3323	3334
6.1	3338	0.020104	0.000933	0.280787	0.000037	3.1	1.3	3413	3481
7.1	3308	0.032017	0.001460	0.280873	0.000043	4.3	1.5	3344	3369
8.1	3285	0.025849	0.001226	0.280741	0.000043	-0.4	1.5	3502	3620
9.1	3348	0.026460	0.001235	0.280873	0.000040	5.7	1.4	3324	3337
10.1	3337	0.022542	0.000971	0.280789	0.000030	3.1	1.1	3414	3483
Обр. 69-04									
6.1	3370	0.0489	0.002051	0.280871	0.000027	4.3	1.0	3399	3454
7.1	3340	0.0201	0.000867	0.280771	0.000028	2.7	1.0	3429	3507
8.1	3310	0.0283	0.001184	0.280836	0.000027	3.7	1.0	3370	3411
10.1	3340	0.0081	0.000446	0.280764	0.000024	3.5	0.9	3402	3465
1.1	3240	0.0216	0.000946	0.280879	0.000039	4.1	1.4	3291	3346
1.2	3200	0.0189	0.000769	0.280842	0.000023	2.3	0.8	3226	3402
3.1	3240	0.0377	0.001744	0.280935	0.000026	4.4	0.9	3284	3331
3.2	3220	0.0279	0.001241	0.280908	0.000031	4.1	1.1	3277	3323
6.2	3160	0.0212	0.000916	0.280877	0.000023	2.3	0.8	3291	3346
7.2	3200	0.0279	0.001140	0.280796	0.000027	-0.2	1.0	3420	3550
8.2	3170	0.0254	0.001066	0.280785	0.000026	-1.1	0.9	3428	3564
11.1	3200	0.0250	0.001070	0.280798	0.000023	0.1	0.8	3411	3536
Обр. 62-04									
4.1	3220	0.0093	0.000446	0.280818	0.000024	2.6	0.9	3330	3411
4.2	3200	0.0173	0.000878	0.280816	0.000021	1.1	0.7	3370	3472
6.1	3210	0.0097	0.000457	0.280789	0.000023	1.3	0.8	3370	3475
8.1	3215	0.0259	0.001237	0.280843	0.000023	1.8	0.8	3365	3462
1.1	3160	0.0309	0.001349	0.280944	0.000025	3.8	0.9	3237	3288
1.2	3080	0.0270	0.001176	0.280957	0.000023	2.8	0.8	3205	3238
2.1	3190	0.0156	0.000684	0.280909	0.000025	4.6	0.9	3229	3247
9.1	3160	0.0236	0.001035	0.280898	0.000026	2.8	0.9	3273	3317
11.1	3150	0.0073	0.000338	0.280857	0.000020	2.7	0.7	3269	3313
11.2	3170	0.0194	0.000790	0.280915	0.000022	4.2	0.8	3230	3278
13.1	3160	0.0092	0.000468	0.280905	0.000018	4.3	0.6	3216	3258
13.2	3160	0.0092	0.000484	0.280979	0.000025	6.9	0.9	3119	3100

Примечание. T — возраст циркона по измеренному $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (в тех случаях, если в данной точке возраст не определялся, он принят равным установленному в другой точке данного зерна или для всей совокупности циркона); $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ — модельный возраст, T_{Hf}^{C} — время коровой экстракции (двухстадийный возраст), рассчитано с использованием среднекоровой величины $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$.



Рис. 4. Катодолуминесцентное изображение циркона из гнейсовидного трондъемита Булунского блока.

рубеже ~ 3.2 млрд лет, имеет более широкий диапазон $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i = 0.280780 \pm 0.000041$, ϵ_{Hf} изменяется от положительных до отрицательных значений. Средняя величина ϵ_{Hf} (1.8 ± 1.5) в пределах ошибки перекрывается с таковой магматического циркона.

В мигматизированном плагиогнейсе (обр. 62-04) были установлены две возрастные генерации циркона (3204 ± 13 и 3149 ± 23 млн лет) [Туркина и др., 2009]. Магматический циркон в немигматизированном плагиогнейсе имеет возраст 3249 ± 6 млн лет, а время метаморфизма оценивается 3.15—3.19 млрд лет. Принимая во внимание эти данные, возраст циркона ~ 3.15 млрд лет из образца мигматизированного плагиогнейса интерпретировался как время мигматизации и метаморфизма, тогда как значение ~ 3.2 млрд лет рассматривалось как связанное с нарушением U-Pb изотопной системы магматического циркона при метаморфизме. Двум генерациям циркона из мигматизированного гнейса свойствен резко различный изотопный состав Hf. Четыре зерна циркона с $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастом 3.21—3.22 млрд лет и $D = 2\text{—}28\%$ имеют узкий диапазон $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i = 0.280769 \pm 0.000022$ и $\epsilon_{\text{Hf}} = 1.4 \pm 0.8$, что позволяет предполагать наследование ими изотопных характеристик от магматического циркона (см. рис. 6, 7). Для субконкор-

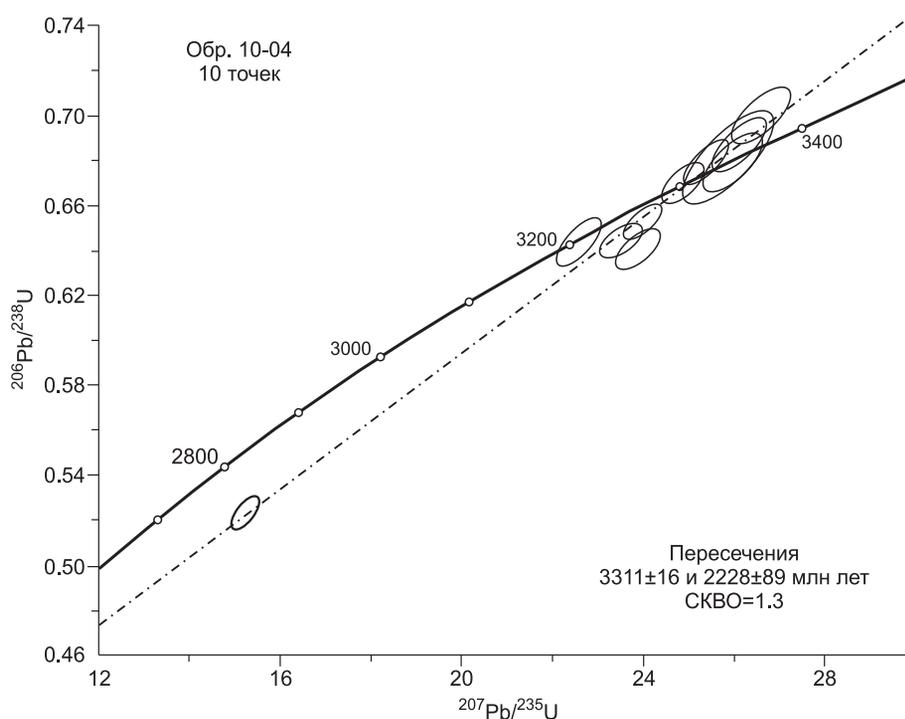


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для цирконов из гнейсовидного трондъемита Булунского блока.

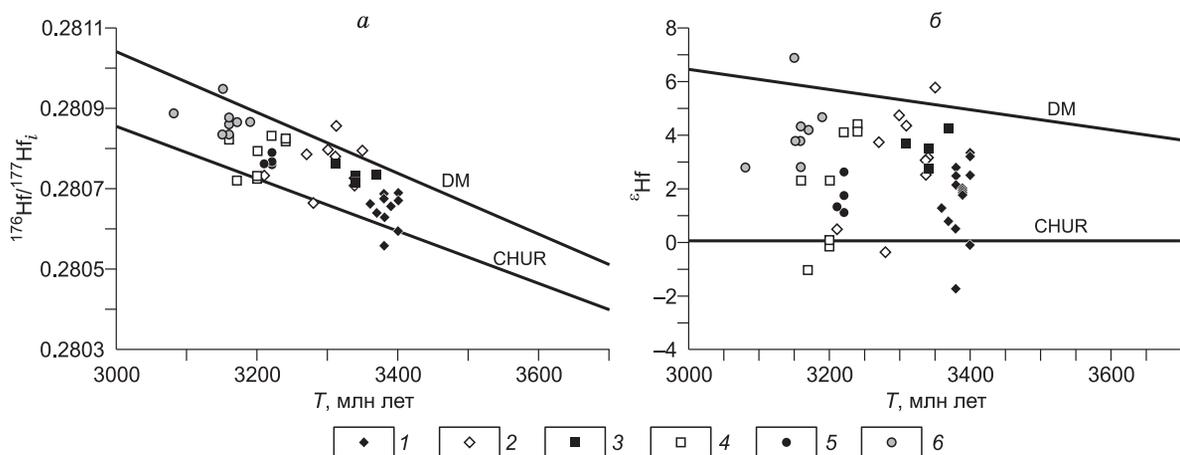


Рис. 6. Диаграммы T по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ (а) и T — ϵ_{Hf} (б) для цирконов из пород ТТГ комплексов.

1, 2 — магматический циркон из плагиогнейса Онотского и гнейсовидного трондьемита Булунского блока, 3, 4 — магматический и метаморфический циркон из гнейсовидного плагиогранита Булунского блока; 5, 6 — магматический и метаморфический циркон из мигматизированного плагиогнейса Булунского блока. DM — деплетированная мантия, CHUR — хондритовый резервуар.

дантных цирконов с $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастом от 3.08 до 3.19 млрд лет ($D = 1$ —7 %) типичны более высокие $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ (0.280871 ± 0.000028) и ϵ_{Hf} (4.3 ± 0.8). Следствием этого является снижение среднего значения модельного возраста T_{Hf}^{C} от 3.5 до 3.3 млрд лет, от ранней генерации циркона к поздней.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изотопный состав Hf в магматических и метаморфических цирконах. После кристаллизации расплава Lu-Hf изотопная система породы в целом разделяется на две подсистемы: 1) циркон, имеющий крайне низкое Lu/Hf отношение, вследствие чего его изотопный состав изменяется слабо и 2) матрикс, представленный минералами с существенно более высокими Lu/Hf отношениями, характеризующийся накоплением радиогенного Hf во времени [Amelin et al., 2000; Zheng et al., 2005]. Вследствие этого изотопный состав Hf метаморфических цирконов либо наследуется от магматических, либо может быть более радиогенным за счет обмена с сосуществующими минеральными фазами или расплавом [Gerdes, Zeh, 2009; Chen et al., 2010].

Результаты датирования и изучения внутреннего строения в КЛ выявили наличие в двух образцах гнейсовидного трондьемита и мигматизированного плагиогнейса из Булунского блока двух генераций циркона: магматического и метаморфического [Туркина и др., 2009]. В гнейсовидном плагиограните средние значения ϵ_{Hf} для магматических и всех метаморфических цирконов в пределах ошибки перекрываются. Для пяти зерен метаморфогенного циркона ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрасты от 3.16 до 3.24 млрд лет, $D = 1$ —18 %) $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ составляет 0.280817 ± 0.000023 , а $\epsilon_{\text{Hf}} = 3.1 \pm 0.8$, что тождественно магматическому (см. рис. 6, 7). Это свидетельствует о том, что, несмотря на нарушение U-Pb системы при метаморфизме, изотопный состав Hf был преимущественно унаследован от магматического циркона. Напротив, резкое различие изотопного состава установлено для циркона из мигматизированного плагиогнейса. Увеличение ϵ_{Hf} от 1.4 ± 0.8 до 4.3 ± 0.8 , вероятно, связано с ростом циркона при мигматизации из рас-

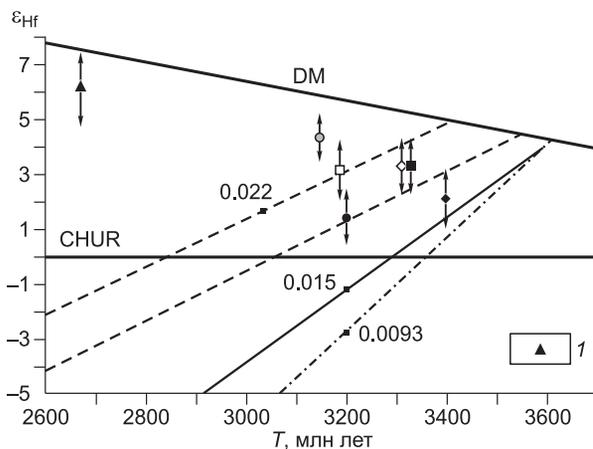


Рис. 7. Средние величины ϵ_{Hf} в цирконе из пород ТТГ комплексов.

1 — магматический циркон из мафического гранулита. Остальные усл. обозн. см. на рис. 6. Линиями показано изменение изотопного состава Hf при $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, равном 0.022 (мафический субстрат), 0.0093 (кислый субстрат) и 0.015 (среднекоровое).

плава, характеризующегося более радиогенным изотопным составом Hf. Изменение изотопного состава Hf в метаморфическом цирконе приводит к уменьшению его модельного возраста, следовательно, оценки, полученные по такому циркону, не отражают истинное время пребывания в коре источника для плагиогнейсов.

Источники расплавов для пород ТТГ комплексов. Средние значения ϵ_{Hf} для магматических цирконов, суммированные в табл. 3, ниже, чем соответствующие величины для «стандартной» деплетированной мантии, линия эволюции которой определена исходя из современных изотопных данных для базальтов MORB [Chauvel, Blichert-Toft, 2001]. Следовательно, можно предположить, что образование материнских плагиогранитоидных расплавов было связано с плавлением источников, имеющих коровую предысторию. Изотопные данные позволяют различать участие в образовании расплавов источников основного и кислого составов, отличающихся по величине $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, составляющей 0.022 и 0.0093 соответственно [Amelin et al., 2000; Vervoort, Patchett, 1996]. Изотопный состав Hf в цирконе из плагиогнейса Онотского блока ($\epsilon_{\text{Hf}} = 2.1 \pm 1.0$) может быть результатом либо формирования кислого расплава из источника со среднекоровым $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$, либо смешения расплавов из мафического ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.022$) и сиалического ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.009$) субстратов (см. рис. 7). В пользу последнего варианта свидетельствуют вариации ϵ_{Hf} в цирконе из плагиогнейсов от отрицательных до положительных значений. Кроме того, сами плагиогнейсы характеризуются диапазоном ϵ_{Nd} от +1.2 до -0.4, что позволяло интерпретировать их генезис в рамках смешения расплавов из ювенильного и древнего корового источников или контаминации расплава из мафического субстрата материалом коры [Туркина, 2010].

Породы ТТГ комплекса Булунского блока в целом имеют более переменные величины ϵ_{Nd} [Туркина, 2010]. Положительные ϵ_{Nd} для трондьемитов и плагиогранитов предположительно интрузивной природы (от 3.1 до 1.6) свидетельствуют в пользу доминирующего мафического источника, производного деплетированной мантии. Магматические цирконы из трондьемитов и плагиогнейсов следуют тренду эволюции изотопного состава коры с возрастом 3.55—3.4 млрд лет и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.022$ (см. рис. 7), что соответствует мафическому источнику. Для плагиогнейсов на основании Nd изотопных данных (ϵ_{Nd} от 2.1 до -1.0) предполагался варьирующий вклад древнего корового материала, что отражается и в увеличении их модельного возраста $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ до 3.5 млрд лет [Туркина и др., 2009]. Это согласуется с изотопным составом Hf в цирконах с возрастом ~ 3.2 млрд лет из мигматизированных плагиогнейсов, для которых типичны самые низкие величины ϵ_{Hf} . В целом модельный двустадийный возраст циркона из плагиогнейсов, превышающий время кристаллизации циркона на 200 млн лет, допускает участие в формировании магматических протолитов плагиогнейсов более древнего корового материала, возможно, представленного ранней генерацией плагиогранитоидов.

Таким образом, на основании корреляции изотопных Lu-Hf данных по цирконам и Sm-Nd по породам можно сделать вывод, что образование плагиогранитоидов ТТГ комплекса Булунского блока было связано главным образом с плавлением мафического материала, производного деплетированной мантии. Вклад более древнего корового материала имел место при формировании плагиогнейсов Онотского блока.

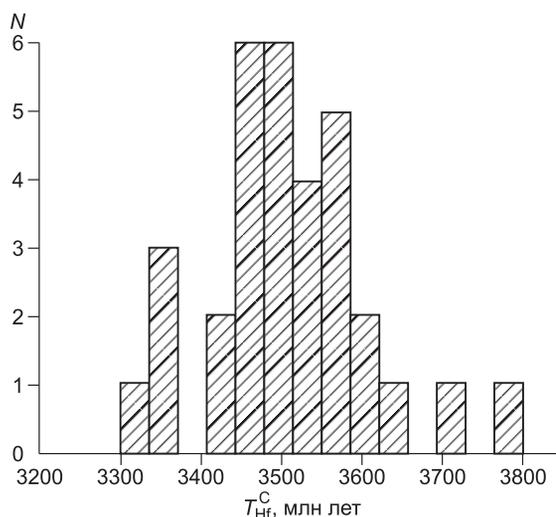
Этапы формирования коры южной части Сибирского кратона в палеоархее. Новая изотопно-геохимическая и геохронологическая информация по циркону из древнейших пород Шарыжалгайского выступа позволяет судить о времени формирования коры. Двухстадийные Hf модельные возрасты циркона, составляющие 3.4—3.6 млрд лет, дают оценку времени дифференциации мантии и экстракции материала, служившего источником расплавов для образования пород ТТГ комплексов. Если принять,

Таблица 3. Усредненные изотопные характеристики для циркона из пород ТТГ комплексов Онотского и Булунского блоков

Номер образца	T , млн лет	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$	2σ	ϵ_{Hf}	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$T_{\text{Hf}}(\text{DM})$	T_{Hf}^{C}	n
40-03	3400	0.280665	0.000031	2.4	± 1.1	0.00043	3510	3578	13
10-04	3310	0.280749	0.000029	3.3	± 1.1	0.00148	3389	3412	7
69-04	3330	0.280739	0.000026	3.3	± 0.9	0.00114	3400	3459	4
69-04 _{mt}	3190	0.280817	0.000023	3.1	± 0.9	0.00111	3341	3350	5
62-04	3200	0.280769	0.000022	1.4	± 0.8	0.00075	3359	3455	4
62-04 _{mt}	3150	0.280871	0.000028	4.3	± 0.8	0.00079	3222	3266	8
279-84	2660	0.281259	0.000041	6.2	± 1.5	0.00061	2755	—	4

Примечание. T — возраст магматической или метаморфической генерации циркона, использованный при расчете изотопных параметров, mt — метаморфический циркон, n — число определений. Обр. 279-84 — неоархейский мафический гранулит Иркутского блока Шарыжалгайского выступа [Turkina et al., 2012].

Рис. 8. Гистограмма распределения значений времени коровой экстракции T_{Hf}^{C} для цирконов из пород ТТГ комплексов.



что доминирующим был мафический источник с $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.022$, то оценки модельного возраста будут «древнее» на ~ 100 млн лет. Близкие оценки времени раннего корообразующего события (3.5—3.6 млрд лет) были получены на основании Sm-Nd изотопных данных только по породам ТТГ комплексов Онотского и Булунского блоков [Туркина, 2010] или в совокупности с гранулитами (3.4—3.6 млрд лет) для Шарьжалгайского выступа в целом [Gladkochub et al., 2009; Туркина и др., 2011]. На основании бимодального распределения величин $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ для плагиогнейсов и плагиогранитоидов допускалось выделение двух корообразующих событий: 3.5—3.6 и 3.3 млрд лет [Туркина, 2010]. Гистограмма времени коровой экстракции T_{Hf}^{C} построенная по данным для циркона, имеет более сложный характер (рис. 8). Она характеризуется наличием широкого максимума в интервале 3.45—3.6 млрд лет и менее выраженного пика ~ 3.35 млрд лет. Эти данные подтверждают проявление двух этапов образования коры в палеоархее. Кроме того, можно предположить два дискретных импульса поступления вещества из мантии в начале палеоархей: ~ 3.6 и ~ 3.5 млрд лет. Единичные значения модельных возрастов $T_{\text{DM}}^{\text{C}} > 3.6$ млрд лет для цирконов не могут быть корректно оценены.

Время формирования деплетированного мантийного резервуара. Фигуративные точки циркона из всех исследованных пород на диаграмме T — $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ в большинстве случаев располагаются между линиями деплетированной мантии и хондритового резервуара (см. рис. 6). Положительные величины ϵ_{Hf} для циркона свидетельствуют о том, что образование пород ТТГ комплексов происходило при участии источников, связанных с плавлением деплетированного резервуара. Это указывает на наличие деплетированной мантии под южной частью Сибирского кратона в палеоархее. Двухстадийные модельные возрасты цирконов магматического происхождения достигают 3.6—3.5 млрд лет, что служит минимальной оценкой времени появления деплетированного мантийного резервуара. Эти данные подтверждаются информацией по изотопному составу Nd в породах ТТГ комплексов. Максимальные значения модельного Nd возраста для плагиогнейсов и плагиогранитоидов составляют 3.5 и 3.6 млрд лет в Булунском и Онотском блоках [Туркина, 2004, 2010; Туркина и др., 2009].

Отклонение средних значений ϵ_{Hf} для магматических цирконов от предполагаемой линии эволюции DM допускает две возможных интерпретации. Во-первых, изотопные параметры палеоархейской мантии для рассматриваемого региона могут отличаться от «стандартной» линии эволюции DM. В частности, на основании изотопных данных по другим регионам предполагается, что деплетированная мантия характеризуется слабым увеличением ϵ_{Hf} (от +1.0 до +3.0) до 3.1 млрд лет и более быстрым ростом этого параметра в мезо- и неоархее [Zeh et al., 2009], что может быть связано с рециклингом древнего корового материала при переходе от хадия к палеоархее. Так, например, для западной части провинции Сьюперитор величина ϵ_{Hf} для DM на 3.0 млрд лет оценивается как 2.7 ± 0.4 [Davis et al., 2005]. Альтернативно параметры деплетированной мантии для юга Сибирского кратона могли быть близки к таковым «стандартной» DM, тогда как отклонения средних значений ϵ_{Hf} в цирконе из пород ТТГ комплексов связаны с вкладом более древнего корового материала в магмообразование. Действительно, максимальные значения ϵ_{Hf} в отдельных зернах магматического циркона из плагиогранитоидов Булунского блока с возрастом ~ 3.3 млрд лет близки к таковым для DM (см. рис. 6). Близкие к DM изотопные характеристики имеет магматический циркон из мафического гранулита Шарьжалгайского выступа с возрастом ~ 2.7 млрд лет (см. рис. 7), для которого ϵ_{Hf} в среднем составляет 6.2 ± 1.5 [Turkina et al., 2012]. Для обоснованной оценки изотопных параметров архейской деплетированной мантии для юга Сибирского кратона необходимы дополнительные изотопно-геохимические данные, прежде всего, по породам основного состава.

Формирование палеоархейской коры юга Сибирского кратона. Новые данные по изотопному Lu-Hf составу циркона дают информацию о происхождении пород ТТГ комплексов и формировании палеоархейской коры юга Сибирского кратона. Изотопный состав магматического циркона из пород Булунского блока указывает на преимущественно мафический состав источников, являющихся производными деплетированной мантии, и отражает ограниченное участие в их генезисе корового материала с

возрастом ~ 3.5 млрд лет. Более низкие величины ϵ_{Hf} циркона из плагиогнейсов Онотского блока требуют вклада древнего корового материала с возрастом ≥ 3.6 млрд лет. Этот вывод, как отмечалось выше, коррелирует с ранее сделанным заключением о происхождении пород ТТГ комплексов Шарыжалгайского выступа, исходя из Sm-Nd изотопных характеристик [Туркина, 2004; Туркина и др., 2009]. Изотопные данные, служащие индикаторами участия корового материала в образовании плагиогранитоидных расплавов, не дают прямого ответа на вопрос о геодинамических условиях их формирования. Свидетельства проявления субдукционных процессов в виде эклогитов и субсинхронных с ними пород ТТГ комплексов получены только для позднего архея [Щипанский и др., 2012]. Можно предполагать, что происхождение пород ТТГ комплексов Шарыжалгайского выступа связано с плавлением утолщенной коры, включающей гетерогенный по составу и возрасту материал. В случае Булунского блока это подтверждается и наличием разновозрастных плагиогранитоидов, в различной степени обедненных тяжелыми РЗЭ, т.е. образованных при разном давлении, что лучше согласуется с генерацией расплавов на разных уровнях утолщенной коры [Туркина и др., 2009]. Анализ петрогеохимических данных по архейским породам тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава мира показал, что их формирование сопровождалось рециклингом корового материала, а различие геотермических градиентов при плавлении указывает на разнообразие тектонических обстановок генерации расплавов [Moyen, 2011; Moyen, Martin, 2012]. Как уже отмечалось, для многих архейских ТТГ комплексов установлено превышение их модельных Nd возрастов над временем образования, что свидетельствует об их коровой предыстории и вовлечении в плавление более древнего материала [Champion, Sheraton, 1997; Berger, Rollinson, 1997; Jahn et al., 1998; Whalen et al., 2002; Champion, Smithies, 2007]. Таким образом, изотопный состав Hf в цирконе из палеоархейских пород ТТГ комплексов юга Сибирского кратона дает дополнительные свидетельства рециклинга корового материала при их образовании и может быть интерпретирован как следствие несубдукционного происхождения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты U-Pb и Lu-Hf изотопного исследования циркона из палеоархейских плагиогнейсов и плагиогранитоидов Онотского и Булунского блоков Шарыжалгайского выступа позволяют сделать следующие выводы.

1. Магматические цирконы из пород ТТГ комплексов характеризуются преимущественно положительными значениями ϵ_{Hf} , отражающими образование кислых расплавов главным образом из ювенильных (мафических) источников, производных деплетированной мантии. Вариации изотопного состава Hf между отдельными зернами магматического циркона, так же как и пониженные средние величины ϵ_{Hf} в сравнении с DM, отражают вклад как мафических, так и более древних коровых источников в магмообразование.

2. Метаморфические цирконы из гнейсовидного плагиогранита и мигматизированного плагиогнейса унаследуют изотопный состав Hf от магматического циркона или обогащены радиогенным Hf. Обогащение циркона радиогенным Hf обусловлено взаимодействием с расплавом при частичном плавлении (мигматизации).

3. Изменение изотопного Lu-Hf состава циркона из пород Булунского блока в интервале времени 3.33—3.2 млрд лет является результатом последовательного плавления мафической коры или увеличения вклада корового материала в их генезис. Корреляция изотопных Lu-Hf характеристик циркона и Sm-Nd параметров плагиогнейсов Онотского блока свидетельствует об участии древнего корового материала в их образовании. Бимодальное распределение величин модельного возраста циркона отражает проявление двух этапов формирования коры в палеоархее: 3.45—3.60 и ~ 3.35 млрд лет.

4. Изотопные характеристики циркона и пород ТТГ комплексов, указывающие на рециклинг корового материала, свидетельствуют в пользу образования плагиогнейсов и плагиогранитоидов в результате плавления гетерогенных (мафических и более древних коровых) субстратов в утолщенной коре.

Авторы благодарят рецензентов за высказанные замечания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 12-05-00557), госконтракта Роснедра № АЛ-02-06/35 и частичной поддержке МОиН РФ (ГК 16.515.12.5009).

ЛИТЕРАТУРА

Бибикова Е.В., Туркина О.М., Киризова Т.И., Фугзан М.М. Древнейшие плагиогнейсы Онотского блока Шарыжалгайского выступа: изотопная геохронология // Геохимия, 2006, № 3, с. 347—352.

Капитонов И.Н., Адамская Е.В., Лохов К.И., Сергеев С.А. Возможности LA-ICP-MS методики определения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в древнейших (> 3 млрд лет) цирконах // XVIII симпозиум по геохимии изотопов. Тез. докл. М., ГЕОХИ РАН, 2007, с. 117.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Мельгунов М.С. Геохимия метаосадочно-вулканогенных толщ и гранитоидов Онотского зеленокаменного пояса // *Геохимия*, 2001, № 1, с. 31—50.

Туркина О.М. Амфиболит-плаггиогнейсовый комплекс Онотского блока, Шарыжалгайский выступ: изотопные и геохимические свидетельства эволюции континентальной коры в раннем архее // Докл. РАН, 2004, т. 399, № 5, с. 678—682.

Туркина О.М. Этапы формирования раннедокембрийской коры Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): синтез Sm-Nd и U-Pb изотопных данных // *Петрология*, 2010, т. 18, № 2, с. 168—187.

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н., Пресняков С.Л., Салтыкова Т.Е. Палеоархейский тоналит-гранодиоритовый комплекс северо-западной части Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): результаты U-Pb и Sm-Nd исследования // *Геология и геофизика*, 2009, т. 50 (1), с. 21—37.

Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Скублов С.Г. Формирование и мезоархейский метаморфизм гиперстеновых гнейсов в Иркутском гранулитогнейсовом блоке (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // *Геология и геофизика*, 2011, т. 52 (1), с. 122—137.

Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И. Геохимия и изотопный возраст эколгитов Беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельства о субдуцировавшей архейской океанической коре // *Геология и геофизика*, 2012, т. 53 (3), с. 341—364.

Amelin Y., Lee D.C., Halliday A.N. Early—middle Archean crustal evolution deduced from Lu-Hf and U-Pb isotopic studies of single zircon grains // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2000, v. 64, p. 4205—4225.

Berger M., Rollinson H. Isotopic and geochemical evidence for crustal-mantle interaction during late Archean crustal growth // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1997, v. 61, p. 4809—4829.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // *Chem. Geol.*, 2003, v. 200, p. 155—170.

Blichert-Toft J., Albarede F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and evolution of the crust-mantle system // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1997, v. 148, p. 243—258.

Champion D.C., Sheraton J.W. Geochemistry and Nd isotope systematics of Archean granites of the Eastern Goldfields, Yilgarn Craton, Australia: implications for crustal growth processes // *Precam. Res.*, 1997, v. 83, p. 109—132.

Champion D.C., Smithies R.H. Geochemistry of Paleoproterozoic granites of the East Pilbara Terrane, Pilbara Craton, Western Australia: implications for early Archean crustal growth // *Earth's oldest rocks* / Eds. M.J. Van Kranendonk, R.H. Smithies, V. Bennett. Amsterdam, Elsevier, 2007, p. 369—410.

Chauvel C., Blichert-Toft J. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 190, p. 137—151.

Chen R.-X., Zheng Y.-F., Zie L. Metamorphic growth and recrystallization of zircon: distinction by simultaneous in-situ analyses of trace elements, U-Th-Pb and Lu-Hf isotopes in zircon from eclogite-facies rocks in the Sulu orogen // *Lithos*, 2010, v. 114, p. 132—154.

Davis D.W., Amelin Y., Nowell G.M., Parrish R.R. Hf isotopes in zircon from the western Superior province, Canada: implications for Archean crustal development and evolution of the depleted mantle reservoir // *Precam. Res.*, 2005, v. 140, p. 132—156.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Poller U., Mazukabzov A.M., Bayanova T.B. Discovery of Archean crust within the Akitkan orogenic belt of the Siberian craton: new insight into its architecture and history // *Precam. Res.*, 2009, v. 170, p. 61—72.

Elhlou S., Belousova E., Griffin W.L., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Trace element and isotopic composition of GJ red zircon standard by laser ablation // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2006, v. 70, A158.

Gerdes A., Zeh A. Zircon formation versus zircon alteration — new insights from combined U-Pb and Lu-Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt // *Chem. Geol.*, 2009, v. 261, p. 230—243.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Reddy S.M., Poller U., Bayanova T.B., Mazukabzov A.M., Dril S., Todt W., Pisarevsky S.A. Paleoproterozoic to Eoarchean crustal growth in southern Siberia: a Nd-isotope synthesis // *Paleoproterozoic supercontinents and global evolution* / Eds. S.M. Reddy, R. Mazumder, D.A.D. Evans, A.S. Collins. Geol. Soc. London, Special Publ., 2009, v. 323, p. 127—143.

Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., van Acherbergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2000, v. 64, p. 133—147.

Jahn B.-M., Gruau G., Capdevila R., Cornichet J., Nemchin A., Pidgeon R., Rudnik V.A. Archean crustal evolution of the Aldan Shield, Siberia: geochemical and isotopic constraints // *Precam. Res.*, 1998, v. 91, p. 333—363.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex. Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 1999, v. 1, 46 p.

Ludwig K.R. SQUID 1.00. A user's manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2000, v. 2, 19 p.

Martin H. Archean grey gneisses and the genesis of continental crust // *Archean crustal evolution*. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 205—259.

Moyen J.-F. The composite Archean grey gneisses: petrological significance, and evidence for non-unique tectonic setting for Archean crustal growth // *Lithos*, 2011, v. 123, p. 21—36.

Moyen J.-F., Martin H. Forty years of TTG research // *Lithos*, 2012, v. 148, p. 312—336.

Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8—32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // *J. Petrol.*, 1995, v. 36, p. 891—931.

Rosen O.M., Turkina O.M. The oldest rocks assemblages of the Siberian craton // *Earth's oldest rocks / Eds. M.J. Van Kranendonk, R.H. Smithies, V.C. Bennett*. Amsterdam, Elsevier, 2007, p. 793—838.

Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // *Archean crustal evolution*. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 411—459.

Scherer E., Munker C., Mezger K. Calibration of the Lutetium-Hafnium clock // *Science*, 2001, v. 293, p. 683—687.

Singh J., Johannes W. Dehydration melting of tonalites. Part II. Composition of melts and solids // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 125, p. 26—44.

Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N. U-Pb (SHRIMP-II), Lu-Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhgay Uplift: implications for the Neoproterozoic evolution of the Siberian Craton // *Gondwana Res.*, 2012, v. 21, p. 801—817.

Vervoort J.D., Patchett P.J. Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: constraints from Precambrian crustally derived granites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1996, v. 60, p. 533—556.

Whalen J.B., Percival J.A., McNicoll V.J., Longstaffe F.J. A mainly crustal origin for tonalitic granitoid rocks, Superior Province, Canada: implications for late Archean tectonomagmatic processes // *J. Petrol.*, 2002, v. 43, p. 1551—1570.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe // *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.

Woodhead J.D., Hergt J.M. Preliminary appraisal of seven natural zircon reference materials for in situ Hf isotope determination // *Geostand. Geoanal. Res.*, 2005, v. 29, p. 183—195.

Woodhead J., Hergt J., Shelley M., Eggins S., Kemp R. Zircon Hf-isotope analysis with an excimer laser, depth profiling, ablation of complex geometries, and concomitant age estimation // *Chem. Geol.*, 2004, v. 209, p. 121—135.

Zeh A., Gerdes A., Barton J.M. Archean accretion and crustal evolution of the Kalahari Craton — the zircon age and Hf isotope record of granitic rocks from Barberton/Swaziland to the Francistown Arc // *J. Petrol.*, 2009, v. 50, p. 933—966.

Zengh Y.-F., Wu Y.-B., Zhao Z.-F., Zhang S.-B., Xu P., Wu F.-Y. Metamorphic effect on zircon Lu-Hf and U-Pb isotope systems in ultrahigh-pressure metagranite and metabasite // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 240, p. 378—400.

*Рекомендована к печати 18 августа 2012 г.
Г.В. Поляковым*

*Поступила в редакцию
10 апреля 2012 г.*