

ИЗОТОПНЫЙ Lu-Hf СОСТАВ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ПАРАГНЕЙСОВ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА: СВИДЕТЕЛЬСТВА РОСТА КОРЫ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ

О.М. Туркина^{1,2}, Н.Г. Бережная³, В.П. Сухоруков^{1,2}

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

Изучен редкоэлементный и Lu-Hf изотопный состав цирконов из палеопротерозойских высоко-метаморфизованных осадочных пород (парагнейсов) ЮЗ окраины Сибирского кратона (Иркутный блок Шарыжалгайского выступа). Метаморфическая генерация циркона представлена оболочками и много-плоскостными кристаллами с возрастом ~1.85 млрд лет. Метаморфический циркон обеднен легкими и тяжелыми редкоземельными элементами вследствие субсолидусной перекристаллизации и/или формирования одновременно с минералами концентраторами РЗЭ — гранатом и монацитом. В отличие от метаморфического циркона детритовые ядра характеризуются высокими концентрациями тяжелых лантаноидов и высоким $(Lu/Gd)_n$, что типично для цирконов магматического происхождения. Слабая положительная корреляция между $^{176}Lu/^{177}Hf$ и $^{176}Hf/^{177}Hf$ для ядер циркона доказывает изменение их изотопного состава в закрытой системе за счет радиоактивного распада, что позволяет использовать изотопные параметры этих цирконов для характеристики пород питающей провинции.

Палеопротерозойские детритовые ядра циркона из парагнейсов с возрастом ~2.3—2.4 и 2.0—1.95 млрд лет характеризуются широким диапазоном ϵ_{Hf} (от +9.8 до -3.3) и модельного возраста — $T_{Hf}^C = 2.8—2.0$ млрд лет. Питающая провинция для палеопротерозойских детритовых цирконов из парагнейсов включала как породы с ювенильными изотопными характеристиками, так и образованные в результате рециклинга архейской коры с варьирующей добавкой ювенильного материала. Цирконы с высокими положительными ϵ_{Hf} формировались при эрозии пород, представляющих ювенильную кору палеопротерозойского возраста, тогда как снижение величин ϵ_{Hf} и рост T_{Hf}^C отражает вклад архейской коры в образование терригенного материала.

Таким образом, на палеопротерозойском этапе эволюции юго-западной части Сибирского кратона происходили как процессы рециклинга, так и рост коры за счет поступления ювенильного материала. На юго-западе Сибирского кратона детритовые цирконы с возрастом ~2.3—2.4 и 1.95—2.0 млрд лет характерны для палеопротерозойских парагнейсов Иркутного и Ангаро-Канского блоков и терригенных пород Урикско-Ийского грабена, что свидетельствует в пользу их общих и, скорее всего, неудаленных источников сноса. По времени метаморфизма (1.88—1.85 млрд лет), возрасту палеопротерозойских детритовых цирконов (2.4—2.0 млрд лет) и их Lu-Hf изотопному составу (ϵ_{Hf} от положительных до отрицательных значений) парагнейсы юго-запада Сибирского кратона близки к метаосадочным породам палеопротерозойских орогенических поясов Северо-Китайского кратона. Для обоих регионов в формировании источников детритовых цирконов участвовала как архейская кора, так и ювенильный материал, что дает свидетельства роста коры в интервале 2.4—2.0 млрд лет.

Палеопротерозой, парагнейсы, детритовый циркон, Lu-Hf изотопный состав, рост коры, Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона.

ISOTOPE Lu-Hf COMPOSITION OF DETRITAL ZIRCON FROM PARAGNEISSES OF THE SHARYZHALGAI UPLIFT: EVIDENCE FOR THE PALEOPROTEROZOIC CRUSTAL GROWTH

O.M. Turkina, N.G. Berezhnaya, and V.P. Sukhorukov

We present results of study of the trace-element and Lu-Hf isotope compositions of zircons from Paleoproterozoic high-grade metasedimentary rocks (paragneisses) of the southwestern margin of the Siberian craton (Irkut terrane of the Sharyzhalgai uplift). Metamorphic zircons are represented by rims and multifaceted crystals dated at ~1.85 Ga. They are depleted in either LREE or HREE as a result of subsolidus recrystallization and/or synchronous formation with REE-concentrating garnet or monazite. In contrast to the metamorphic zircons, the detrital cores are enriched in HREE and have high $(Lu/Gd)_n$ ratios, which is typical of igneous zircon. The weak positive correlation between $^{176}Lu/^{177}Hf$ and $^{176}Hf/^{177}Hf$ in the zircon cores evidences that their isotope composition evolved through radioactive decay in the closed system. Therefore, the isotope parameters of these zircons can give an insight into the provenance of metasedimentary rocks.

The Paleoproterozoic detrital zircon cores from paragneisses, dated at ~2.3–2.4 and 2.0–1.95 Ga, are characterized by a wide range of ϵ_{Hf} values (from +9.8 to –3.3) and model age $T_{\text{Hf}}^{\text{C}} = 2.8\text{--}2.0$ Ga. The provenance of these detrital zircons included both rocks with juvenile isotope parameters and rocks resulted from the recycling of the Archean crust with a varying contribution of juvenile material. Zircons with high positive ϵ_{Hf} values are derived from the juvenile Paleoproterozoic crustal sources, whereas the lower ϵ_{Hf} and higher T_{Hf}^{C} values for zircons suggest the contribution of the Archean crustal sources to the formation of their magmatic precursors.

Thus, at the Paleoproterozoic stage of evolution of the southwestern margin of the Siberian craton, both crustal recycling and crustal growth through the contribution of juvenile material took place. On the southwestern margin of the Siberian craton, detrital zircons with ages of ~2.3–2.4 and 1.95–2.0 Ga are widespread in Paleoproterozoic paragneisses of the Irkut and Angara–Kan terranes and in terrigenous rocks of the Urik–Iya graben, which argues for their common and, most likely, proximal provenances. In the time of metamorphism (1.88–1.85 Ga), the age of Paleoproterozoic detrital zircons (2.4–2.0 Ga), and their Lu–Hf isotope composition (ϵ_{Hf} varies from positive to negative values) the paragneisses of the southwestern margin of the Siberian craton are similar to the metasedimentary rocks of the Paleoproterozoic orogenic belts of the North China Craton. In the above two regions, the sources of detrital zircons formed by both the reworking of the Archean crust and the contribution of juvenile material, which is evidence for the crustal growth in the period 2.4–2.0 Ga.

Paleoproterozoic, paragneisses, detrital zircon, Lu–Hf isotope composition, crustal growth, Sharyzhalskaya uplift, southwestern margin of the Siberian craton

ВВЕДЕНИЕ

Метаосадочные комплексы, испытавшие палеопротерозойский гранулитовый метаморфизм, широко распространены в обнаженных выходах фундамента Сибирской платформы: на Алданском и Анабарском щитах, в Шарыжалгайском выступе и Ангаро-Канском блоке Енисейского кряжа. Время образования протолитов для этих комплексов оценено главным образом, исходя из модельного Nd возраста, минимальные значения которого определяют вероятную нижнюю границу осадконакопления. Модельный Nd возраст ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.2\text{--}2.5$ млрд лет) метатерригенных пород центральной части Алданского щита (чугинская, холболохская, кюриканская, иджекская, федоровская толщи) свидетельствует об их формировании в палеопротерозое [Ковач и др., 1999]. Для федоровской толщи это заключение подтверждается U–Pb возрастом циркона (2006 ± 3 млн лет) из вулканитов, ассоциирующих с метаосадочными породами [Великославинский и др., 2006]. Парагнейсы хапчанской серии Анабарского щита также характеризуются модельным Nd возрастом 2.3–2.4 млрд лет и были метаморфизованы ~1.97 млрд лет назад [Розен и др., 2000], что определяет время осадконакопления в интервале 1.97–2.3 млрд лет. Более широкий диапазон модельного Nd возраста (2.4–3.1 млрд лет) установлен для метаморфизованных в гранулитовой фации терригенных пород юго-восточной части Иркутского блока Шарыжалгайского выступа [Туркина, Урманцева, 2009] и канского метаморфического комплекса Ангаро-Канского блока ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.4\text{--}2.8$ млрд лет) [Ножкин и др., 2008; Urmantseva et al., 2012]. Для этих двух регионов получены первые результаты U–Pb датирования (SHRIMP-II) детритовых цирконов из парагнейсов. В парагнейсах юго-восточной части Иркутского блока преобладают детритовые цирконы с возрастом 2.3–2.4 и 2.0–1.95 млрд лет, а время метаморфизма составляет 1.85–1.86 млрд лет [Туркина и др., 2010]. Близкий диапазон формирования осадочных протолитов установлен и для парагнейсов Ангаро-Канского блока на основании возраста наиболее «молодых» детритовых цирконов (2.0–1.94 млрд лет) и метаморфогенных оболочек (1.87–1.89 млрд лет) [Urmantseva et al., 2012]. Таким образом, палеопротерозойский возраст протолитов для парагнейсов Иркутского и Ангаро-Канского блоков не вызывает сомнения. Более сложным является вопрос о породах — источниках терригенного материала и палеопротерозойских детритовых цирконов, т. е. о происхождении коры питающей провинции.

Информацию о происхождении пород — источников сноса детритовых цирконов дает анализ Lu–Hf изотопного состава, отражающий участие ювенильной и рециклированной коры в осадкообразовании. Следует отметить, что в результате метаморфизма гранулитовой фации может происходить изменение редкоэлементного и изотопного состава цирконов. В породах, испытавших высокотемпературный метаморфизм, изотопный состав Hf цирконов либо наследуется от магматических (детритовых) зерен, либо становится более радиогенным за счет обмена с сосуществующими минеральными фазами, которые в сравнении с цирконом обладают более высоким Lu/Hf отношением [Gerdes, Zeh, 2009; Chen et al., 2010]. Индикаторами изменения состава цирконов при метаморфизме служат различная степень деплетирования РЗЭ и/или геохимические признаки влияния одновременно кристаллизующихся фаз (граната, монацита), выраженные в обеднении тяжелыми и легкими лантаноидами соответственно [Rubatto, 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; Kelly, Harley, 2005; Harley et al., 2007; Федотова и др., 2008; Туркина и др., 2009, Turkina et al., 2012]. Эти особенности состава циркона следует учитывать при интерпретации изотопно-геохронологических данных для пород гранулитовой фации.

С целью оценки происхождения источников сноса для палеопротерозойских метаосадочных пород авторами изучен Lu-Hf изотопный состав детритовых цирконов из гиперстен-биотитовых и гранат-кордиерит-биотитовых парагнейсов юго-восточной части Иркутского блока Шарыжалгайского выступа. Поскольку осадочные протолиты этих пород испытали метаморфизм гранулитовой фации, при котором могло происходить изменение циркона, в том числе и его изотопных Lu-Hf характеристик, был определен редкоэлементный состав циркона, чувствительный к влиянию высокотемпературного метаморфизма. Полученные результаты позволяют судить о процессах роста и рециклинга коры на юго-западе Сибирского кратона в палеопротерозое.

СОСТАВ И ВОЗРАСТ ПОРОД ГРАНУЛИТОГНЕЙСОВОГО КОМПЛЕКСА ИРКУТНОГО БЛОКА

Иркутский блок расположен в юго-восточной части Шарыжалгайского выступа (супертеррейна) (рис. 1, врезка). Он отделен от Китайского гранулитогнейсового блока субмеридиональной зоной Китайского разлома. Внутренняя структура Иркутского блока (см. рис. 1) определяется сочетанием доминирующих гранито- и чарнокитогнейсовых куполов и интенсивно дислоцированных межкупольных зон [Грабкин, Мельников, 1980]. Формирование куполов связано с палеопротерозойским этапом складчатости, метаморфизма и гранитообразования, которые являются результатом коллизионных событий [Hogood, Bowes, 1990; Aftalion et al., 1991; и др.]. На основании особенностей строения разреза, реконструкции природы метаморфических пород и возраста их протолитов в юго-восточной части Иркутского блока выделяются две ассоциации [Ножкин, Туркина, 1993; Turkina et al., 2012]. Первая, метамагматическая, включает гиперстенсодержащие гнейсы (гранулиты кислого и среднего составов), двупироксеновые и амфибол-пироксеновые мафические гранулиты, которые чередуются между собой или слагают самостоятельные фрагменты разреза. Доминирующими породами второй, метаосадочной, ассоциации являются гранат-биотитовые кордиеритсодержащие, гиперстен-биотитовые и гранат-гиперстенные парагнейсы. В пользу осадочной природы гнейсов второй ассоциации свидетельствует их пространственная сопряженность, а иногда и переслаивание с метакarbonатными породами — мраморами и кальцифирами.

Магматические протолиты доминирующих в Иркутском блоке гранулитов основного и среднекислого составов, относящихся к первой ассоциации, формировались ~2.7 млрд лет назад в субдукционной обстановке на окраине древнего континентального блока [Turkina et al., 2012]. Формирование коры Иркутского блока началось в палеоархее, о чем свидетельствуют единичные выходы биотит-гиперстенных и двупироксеновых гранулитов среднего состава с возрастом циркона ~3.4 млрд лет [Poller et al., 2005; Туркина и др., 2011]. Величины модельного Nd возраста ($T_{Nd}(DM) = 2.9\text{—}3.3$ млрд лет) неархейских

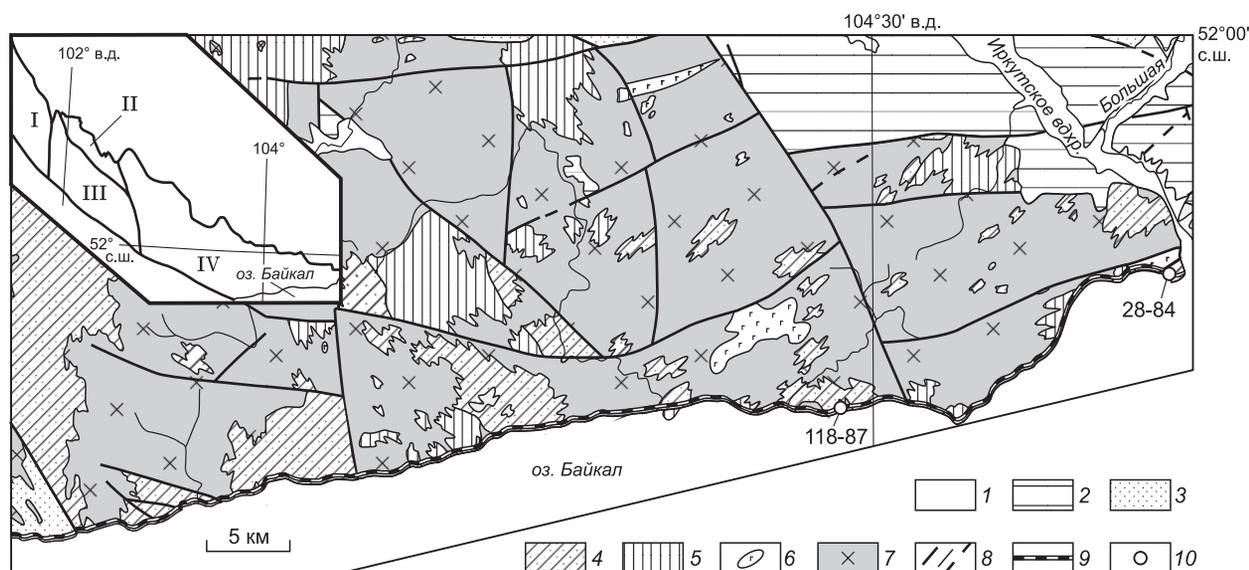


Рис. 1. Геологическая схема юго-восточной части Иркутского блока Шарыжалгайского выступа, по [Туркина и др., 2010].

1 — четвертичные отложения; 2 — юрские осадочные отложения; 3 — шарыжалгайский комплекс (нерасчлененный); 4, 5 — шарыжалгайский комплекс: 4 — толща преобладающих биотитовых, гиперстен-биотитовых, биотит-амфиболовых ортогнейсов и основных кристаллических сланцев (гранулитов основного и среднекислого составов), 5 — толща гранат-биотитовых, биотитовых, гранат-кордиеритовых, гиперстен-биотитовых парагнейсов; 6 — раннедокембрийские габброиды; 7 — раннедокембрийские гранитоиды; 8 — разрывные нарушения; 9 — линия КБЖД; 10 — места отбора проб. На врезке показана структура Шарыжалгайского выступа. Блоки: I — Булунский, II — Онотский, III — Китайский, IV — Иркутский.

гранулитов среднекислого состава и модельного Hf возраста их магматических цирконов ($T_{\text{Hf}}^{\text{C}} = 3.0\text{—}3.3$ млрд лет) указывают на участие в их образовании палеоархейской коры и, следовательно, более широко ее распространении на глубинном уровне [Туркина, 2010; Turkina et al., 2012]. Протолиты метатерригенных пород второй ассоциации соответствуют ряду от граувакк до пелитов [Туркина, Урманцева, 2009]. Возрасты детритовых ядер циркона из парагнейсов: ~ 2.7 , $\sim 2.2\text{—}2.4$ и $1.95\text{—}2.0$ млрд лет и метаморфогенных оболочек ~ 1.85 млрд лет ограничивают время седиментации в интервале $1.85\text{—}1.95$ млрд лет [Туркина и др., 2010]. Для Иркутского блока установлено двукратное проявление высокотемпературного метаморфизма и гранитоидного магматизма ~ 2.55 и ~ 1.86 млрд лет назад [Aftalion et al., 1991; Poller et al., 2005; Сальникова и др., 2007; Turkina et al., 2012].

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Анализ редких элементов в цирконе выполнен методом вторично-ионной масс-спектрометрии (ионного зонда) на приборе Cameca IMS-4F в Ярославском филиале Физико-технического института РАН (г. Ярославль), процедура анализа и обработки данных соответствует приведенной в работе [Федотова и др., 2008]. Точность определения составляет $< 10\%$ для содержаний элементов с концентрациями более 0.1 г/т и $30\text{—}50\%$ при концентрациях менее 0.1 г/т. Для внутреннего контроля определялись концентрации редкоземельных элементов в стандартном цирконе 91500.

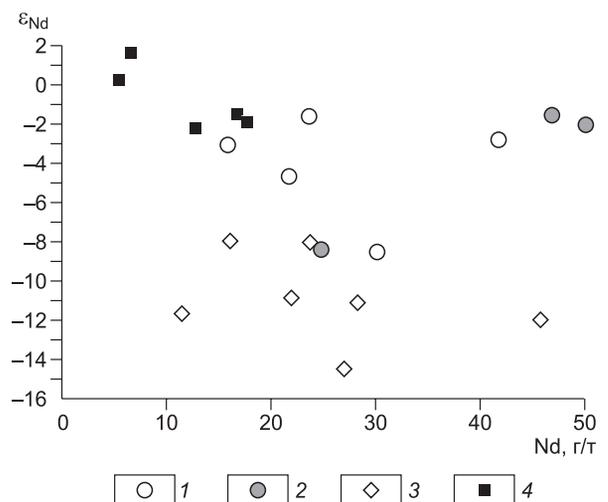
Определение Lu-Hf изотопного состава циркона проведено методом ICP-MS с лазерной абляцией с использованием 193 нм ArF лазера COMPEX-102, системы абляции DUV-193 и мультиколлекторного масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно связанной плазме ThermoFinnigan Neptune в ЦИИ ВСЕГЕИ, следуя методике, описанной в [Griffin et al., 2000]. Конфигурация коллекторов масс-спектрометра позволяла одновременно регистрировать изотопы ^{172}Yb , ^{174}Yb , ^{175}Lu , ^{176}Hf , ^{177}Hf , ^{178}Hf , ^{179}Hf . Для коррекции масс-дискриминации использовано одно нормализующее отношение $^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$. Корректное значение ^{176}Hf получено путем вычитания ^{176}Yb и ^{176}Lu (измерялись свободные от наложений ^{172}Yb и ^{175}Lu). Анализ изотопного состава выполнен в тех же точках, в которых проводилось U-Pb датирование, но диаметр точки был ~ 50 мкм, а глубина кратера — $20\text{—}40$ 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; $n = 7$). 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 одностадийный модельный возраст циркона ($T_{\text{DM}}^{\text{Hf}}$) представляет минимальный возраст источника расплава, из которого он кристаллизовался, использован более реалистичный двухстадийный возраст T_{Hf}^{C} , полученный проецированием инициального $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ отношения циркона к линии деплетированной мантии, используя среднecоровую величину $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ [Griffin et al., 2000].

СОСТАВ И УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Метаосадочные породы юго-восточной части Иркутского блока характеризуются минеральными ассоциациями гранулитовой и верхов амфиболитовой фаций метаморфизма, такими как Grt + Crd + Sill + Bt + Kfs + Pl + Qtz, Grt + Crd + Opx + Bt + Kfs + Pl + Qtz, Grt + Opx + Bt + Pl + Qtz¹. Параметры пика метаморфизма, определенные по составам породообразующих минералов, составляют $T \sim 800$ °C при $P = 6\text{—}7$ кбар [Сухоруков, 2013]. Судя по реакционным минеральным микроструктурам, после достижения пиковых P - T условий парагнейсы испытали регрессивный метаморфизм, имевший существенно

Рис. 2. Диаграмма Nd— ϵ_{Nd} для палеопротерозойских парагнейсов и неархейских гранулитов Иркутского блока.

Парагнейсы: 1 — гранат-биотитовые и гиперстен-биотитовые, 2 — гранат-кордиерит-биотитовые; неархейские гранулиты: 3 — среднекислые, 4 — мафические.



¹ Символы минералов, по Р. Кретцу [Kretz, 1983].

Таблица 1. Содержание главных и редких элементов в парагнейсах Иркутского блока

Компонент	28-84	118-87
SiO ₂ , мас. %	67.98	53.03
TiO ₂	0.58	1.01
Al ₂ O ₃	14.9	21.72
Fe ₂ O _{3t}	5.05	11.84
MnO	0.08	0.15
MgO	1.68	4.62
CaO	3.63	0.93
Na ₂ O	2.8	1.24
K ₂ O	2.55	5.32
P ₂ O ₅	0.18	0.07
П.п.п.	0.57	0.22
Сумма	100.02	100.15
Th, г/г	12.8	22
U	1.02	1.9
Rb	66	124
Ba	714	1125
Sr	131	208
La	38	58
Ce	71	109
Pr	8.5	13.5
Nd	30	48
Sm	5	9
Eu	1.12	1.83
Gd	4.1	8.7
Tb	0.55	1.34
Dy	2.6	8.4
Ho	0.49	1.72
Er	1.37	5.3
Tm	0.2	0.88
Yb	1.3	5.7
Lu	0.19	0.82
Zr	209	180
Hf	6.3	5.8
Ta	0.54	1.03
Nb	7.1	15.2
Y	13.4	50
Cr	56	406
Ni	18	115
Co	11	28
Sc	11.5	32
(La/Yb) _n	19.7	6.9
Eu/Eu*	0.73	0.62

Примечание. Fe₂O_{3t} — общее железо; Eu/Eu* = Eu_n/((Sm_n + Gd_n)·0.5); n — отношение, нормированное по хондриту [Boynnton, 1984].

в катодоллюминесцентном изображении (КЛ) оболочек. Оболочки и многоплоскостные кристаллы циркона представляют метаморфическую генерацию с возрастом ~1.85 млрд лет [Туркина и др., 2010].

По результатам U-Pb датирования в гранат-кордиерит-биотитовом парагнейсе (обр. 118-87) установлены две основные группы детритовых ядер циркона с возрастом ~2.3—2.4 и 1.95—2.0 млрд лет и

декомпрессионный характер [Сухоруков, 2013]. Для образцов парагнейсов, использованных для изотопно-геохронологического изучения, температуры метаморфизма оценены также по метаморфическим каймам и многоплоскостным кристаллам циркона с помощью геотермометров, основанных на содержании титана в цирконе в равновесии с рутилом или ильменитом [Watson et al., 2006; Ferry, Watson, 2007]. Полученные значения находятся в интервале $T = 780—816$ и $692—860$ °C для цирконов из гранат-кордиерит-биотитового (обр. 118-87) и гиперстен-биотитового (обр. 28-84) парагнейсов соответственно.

Распределение петрогенных и редких элементов в парагнейсах юго-востока Иркутского блока и их изотопный Sm-Nd состав детально описаны в работе [Туркина, Урманцева, 2009], что позволяет ограничиться их краткой характеристикой. В табл. 1 приведено содержание петрогенных и редких элементов в образцах пород, использованных в настоящем исследовании. В целом парагнейсы имеют широкий диапазон концентраций SiO₂ (от 53 до 72 мас. %) и Al₂O₃ (12—21.9 мас. %) и по содержанию петрогенных элементов соответствуют ряду пород от граувакк до пелитов [Туркина, Урманцева, 2009]. Эти породы имеют от умеренно- до сильнофракционированного распределение редкоземельных элементов ((La/Yb)_n = 4—20). Характерной их особенностью является наличие отрицательной европиевой аномалии (Eu/Eu* = 0.4—0.8). Отчетливый европиевый минимум для парагнейсов свидетельствует об участии в формировании терригенного материала магматических пород кислого состава. Поскольку гранитоиды с европиевым минимумом являются преимущественно продуктами внутрикорового плавления, формированию терригенных осадков должен был предшествовать метаморфизм и гранитообразование, что согласуется с проявлением в Иркутском блоке высокотемпературного метаморфизма и гранитного магматизма на рубеже 2.56—2.54 млрд лет [Сальникова и др., 2007; Turkina et al., 2012].

Как уже отмечалось, парагнейсы характеризуются широким диапазоном модельного возраста — $T_{Nd}(DM) = 2.4—3.1$ млрд лет [Туркина, Урманцева, 2009]. Рассматриваемые образцы гранат-кордиерит-биотитового и гиперстен-биотитового парагнейсов имеют значения $T_{Nd}(DM)$ 2.5 и 2.7 млрд лет соответственно. Сравнение величин ϵ_{Nd} и концентраций Nd в парагнейсах с неоархейскими мафическими и среднекислыми гранулитами Иркутского блока показывает (рис. 2), что эти гранулиты не могли быть единственными источниками сноса. Для парагнейсов, обладающих более высокими ϵ_{Nd} , чем кислые гранулиты, необходимо поступление материала, образованного при эрозии пород с более радиогенным изотопным составом Nd, т. е. ювенильных.

РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ И ИЗОТОПНЫЙ Lu-Hf СОСТАВ ЦИРКОНА ИЗ ПАРАГНЕЙСОВ

В исследованных парагнейсах цирконы характеризуются наличием ядер обломочной или округлой формы, указывающей на их детритовое происхождение, и темных незональных

Таблица 2. Содержание редких элементов (г/т) в цирконах из парагнейсов Иркутского блока

Компо- нент	Гранат-кордиерит-биотитовый парагнейс (обр. 118-87)												
	10.2c	17.1c	6.1c	15.1c	6.2r	17.2r	15.2r	1.2r	14.2r	16.2r	19.1r	4.1ca	13.1ca
	(2664)	(2347)	(2301)	(1997)	(1857)	(1831)	(1826)	(1853)	(1805)	(1815)	(1868)	(1894)	(1925)
La	0.26	0.84	5.76	0.28	0.22	1.53	0.17	0.21	0.14	0.1	0.08	0.16	0.64
Ce	7.9	19.06	44.6	2.4	0.6	12.2	3.2	2	2.6	3.3	3.3	3.5	7.8
Pr	0.49	1.03	3.61	0.07	0.05	1.83	0.22	0.16	0.12	0.12	0.17	0.23	1.02
Nd	5.8	7.05	21.5	0.5	0.2	12.3	3.3	3.2	2.6	2.4	3.7	4.4	8.5
Sm	7.1	4.26	6.9	1	0.5	7.3	4.4	6	4.5	3.6	5.4	4.1	6.6
Eu	0.46	0.82	0.37	0.12	0.12	1.25	0.22	0.27	0.09	0.02	0.04	0.12	0.36
Gd	26.4	18.6	14.7	9.1	4.7	23.3	13.9	33.7	14.23	7.8	13.7	9.2	14.9
Dy	65.6	72.7	47.4	67.3	48.3	20.9	26.5	67.5	22	7.7	14.1	11.6	15.9
Er	108	172	89	113	91	10	26.9	44.8	15.1	4.3	8.4	9.2	9.7
Yb	179	328	157.4	154	145	13.7	31.1	52.8	21	6.7	9.2	12.7	12.9
Lu	29.5	55.4	25.9	23.8	23.2	2.6	4.4	9.5	5.6	0.8	1.7	2	2.1
Y	686	999	551	939	772	131	290	478	215	58	102	90	120
Th	42	79	50	35	4	33	81	41	77	99	110	89	78
U	357	287	166	826	642	940	453	955	533	422	440	381	444
Hf	6598	8005	7599	10048	10131	9403	9949	9270	9774	8374	8735	9097	8984
Ti	16.8	19.0	15.4	13.6	15.5	16.9	19.9	17.6	21.3	22.5	22.1	18.8	21.1
(Lu/Gd) _n	9.0	24.0	14.2	21.0	39.7	0.9	2.5	2.3	3.2	0.8	1.0	1.7	1.1
Eu/Eu*	0.10	0.28	0.11	0.12	0.24	0.29	0.09	0.06	0.03	0.01	0.01	0.06	0.11
Ce/Ce*	5.3	4.9	2.4	4.1	1.4	1.8	3.9	2.6	4.8	7.3	6.8	4.4	2.3
Lu/Hf	0.0045	0.0069	0.0034	0.0024	0.00229	0.00028	0.00044	0.00102	0.00057	0.00010	0.00019	0.00022	0.00023
Th/U	0.12	0.28	0.30	0.04	0.01	0.04	0.18	0.04	0.14	0.23	0.25	0.23	0.18
T, °C	—	—	—	—	794	802	818	806	825	831	829	813	825

Окончание табл. 2.

Компо- нент	Гиперстен-биотитовый парагнейс (обр. 28-84)									
	12.1c	17.1c	8.1c	17.2r	12.2r	IIr	6.1r	5.2r	IIIr	
	(2017)	(1977)	(1915)	—	(1850)	—	(1926)	(1899)	—	
La	0.24	0.14	0.58	0.23	0.31	0.11	0.31	0.11	0.09	
Ce	9.1	8.9	29.9	6	19.3	11.1	10	2.5	3.9	
Pr	0.34	0.19	1.26	0.2	0.14	0.05	0.18	0.06	0.06	
Nd	5.7	2.3	7.9	1.2	1.3	0.6	3.3	1.2	1.4	
Sm	8.9	3.9	3.7	1	2.9	1.4	3.3	2.7	2.3	
Eu	1.09	0.72	0.47	0.08	0.39	0.07	0.36	0.05	0.04	
Gd	50	28.4	15.6	6.1	20.4	10.4	15.2	10.4	6.5	
Dy	179.5	138	66	38.1	118.5	66.1	40.7	19.2	12.5	
Er	336	309	153	125	268	179	53.5	15.9	23.9	
Yb	517	504	296	330	461	348	75.8	16.6	47.8	
Lu	81.2	81.5	47.7	59.9	75.3	56	11.5	2.5	8.5	
Y	2118	1799	921	667	1667	1031	430	173	158	
Th	60	69	206	89	170	51	59	61	103	
U	151	212	417	1014	353	259	268	264	254	
Hf	6778	6480	6574	10330	9419	8372	8190	8988	7789	
Ti	—	5.9	9.2	5.0	6.8	3.9	21.1	10.5	18.4	
(Lu/Gd) _n	13.1	23.1	24.6	79.0	29.7	43.3	6.1	1.9	10.5	
Eu/Eu*	0.16	0.21	0.19	0.10	0.16	0.06	0.16	0.03	0.03	
Ce/Ce*	7.7	13.1	8.4	6.7	22.3	36.0	10.2	7.4	12.8	
Lu/Hf	0.0120	0.0126	0.0073	0.0058	0.0080	0.0067	0.0014	0.0003	0.0011	
Th/U	0.40	0.33	0.49	0.09	0.48	0.20	0.22	0.23	0.41	
T, °C	—	—	—	715	742	692	860	784	845	

Примечание. $Eu/Eu^* = Eu_n/\sqrt{Sm_n \cdot Gd_n}$, $Ce/Ce^* = Ce_n/\sqrt{La_n \cdot Pr_n}$, n — отношение, нормированное по хондриту [Boynnton, 1984], с — детритовое ядро, ca — измененное ядро, г — метаморфическая оболочка. Температуры рассчитаны по термометру [Watson et al., 2006] (обр. 118-87) и [Ferry, Watson, 2007] (обр. 28-84). В скобках — возраст (млн лет).

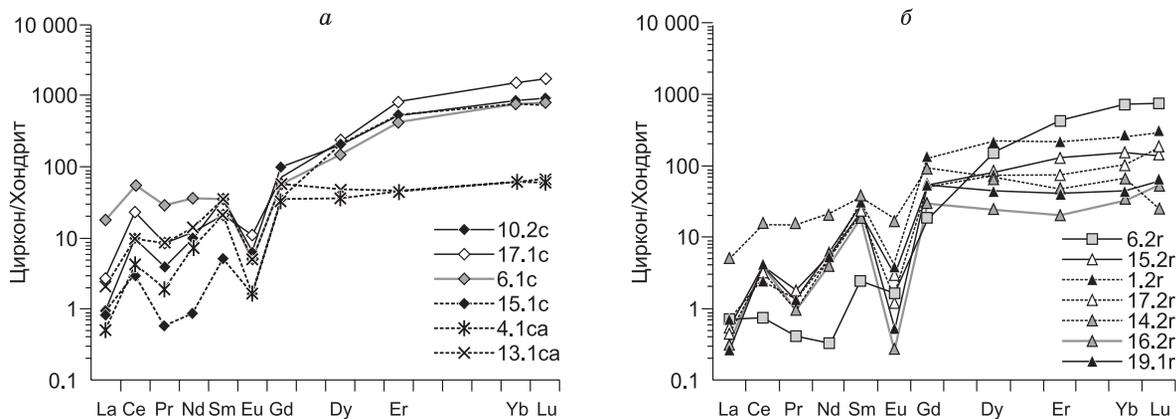


Рис. 3. Распределение РЗЭ для цирконов из гранат-кордиерит-биотитового гнейса (обр. 118-84).

a — ядра (с — ядра, са — измененные ядра), *б* — оболочки (r). Номера точек соответствуют табл. 2. Здесь и далее нормировано по хондриту [Boynnton, 1984].

единичные ядра циркона ~2.7 млрд лет [Туркина и др., 2010]. Все детритовые ядра циркона независимо от возраста имеют однотипное распределение редкоземельных элементов с высоким содержанием тяжелых РЗЭ ($Yb_n = 740\text{—}1570$), повышенным $(Lu/Gd)_n$ (9—24), наличием Ce-максимума и Eu-минимума (табл. 2; рис. 3, *a*). Такой характер распределения РЗЭ типичен для циркона магматического происхождения [Hoskin, Schaltegger, 2003]. Пониженное $(Lu/Gd)_n$, равное 9, имеет циркон с возрастом ~2.7 млрд лет (см. табл. 2, зерно 10.2), что может быть связано с его преобразованием при метаморфизме. Два ядра (см. рис. 3, *a*, зерна 6.1 и 17.1) относительно обогащены легкими РЗЭ, что обусловлено присутствием микровключений монацита, диагностированных с помощью сканирующей микроскопии. Детритовые ядра циркона характеризуются содержанием Hf 6600—10050 г/т и средним Lu/Hf, составляющим 0.0043.

По сравнению с ядрами оболочки циркона обеднены тяжелыми РЗЭ ($Yb_n = 32\text{—}253$) и имеют «плоский» спектр тяжелых лантаноидов с низким $(Lu/Gd)_n$ (0.8—3.2) (см. рис. 3, *б*). Высокие концентрации Hf (8370—9950 г/т) в оболочках в сочетании с обеднением тяжелыми РЗЭ приводят к резкому снижению Lu/Hf (0.0001—0.001). Исключением является одна оболочка (см. табл. 2, зерно 6.2r) с высокими $(Lu/Gd)_n$ (39.7) и Lu/Hf (0.0023), но аномально низким Th/U (0.01). Два зерна циркона с промежуточными между ядрами и оболочками возрастными (1.89 и 1.92 млрд лет), подобно последним обеднены тяжелыми РЗЭ ($Yb_n = 61\text{—}62$) и имеют низкие $(Lu/Gd)_n$ (1.1—1.7) и Lu/Hf (0.00022—0.00023) (см. рис. 3, *a*, зерна 4.1 и 13.1). Снижение их возраста по сравнению с другими ядрами за счет потери Pb, сопровождавшееся обеднением тяжелыми РЗЭ, вероятно, было связано с перекристаллизацией при метаморфизме.

В образце гиперстен-биотитового гнейса (обр. 28-84) доминируют детритовые ядра циркона с возрастом 2.0—1.9 млрд лет, более редки цирконы ~2.3 и 2.75 млрд лет [Туркина и др., 2010]. Детритовые ядра циркона первой возрастной группы, подобно цирконам из магматических пород [Hoskin, Schaltegger, 2003], характеризуются обогащением тяжелыми РЗЭ ($Yb_n = 1415\text{—}2470$), высоким $(Lu/Gd)_n$ (13—25), наличием Ce- и Eu-аномалий, умеренно высоким содержанием Hf (6480—6780 г/т) и повышенным Lu/Hf (0.0073—0.0126) (см. табл. 2; рис. 4, зерна 12.1; 17.1; 8.1). Эти особенности состава детритовых ядер указывают на их магматическое происхождение.

По сравнению с ядрами большинство темных и незональных в КЛ оболочек имеют пониженные концентрации преимущественно легких и средних РЗЭ (см. рис. 4, зерна 17.2, 12.2, II), что приводит к увеличению $(Lu/Gd)_n$ (30—79) и некоторому снижению Lu/Hf (0.0058—0.0080). Только для трех оболочек (см. рис. 4, зерна 6.1, 5.2, III) установлено обеднение как легкими, так и тяжелыми РЗЭ ($Yb_n =$

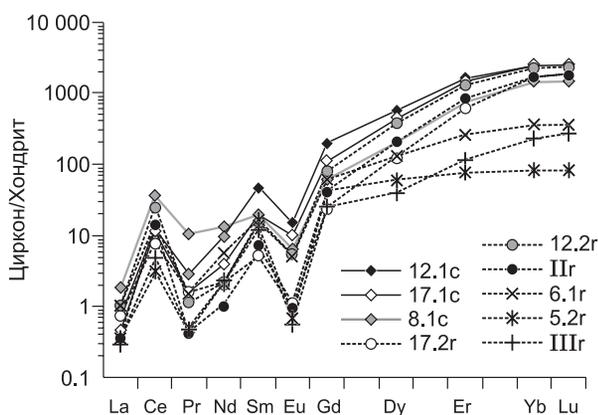


Рис. 4. Распределение РЗЭ для цирконов из гиперстен-биотитового гнейса (обр. 28-84).

с — ядра, r — оболочки. Номера точек соответствуют табл. 2.

Таблица 3. Изотопный Lu-Hf состав детритовых ядер циркона из парагнейсов Иркутского блока

Точка	T , млн лет	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm\sigma$	ϵ_{Hf}	$\pm 2\sigma$	T_{Hf}^{C} млн лет
Обр. 118-87									
23-1	2411	0.01028	0.000475	0.000002	0.28138	0.00003	3.9	0.9	2693
22-1	2351	0.02351	0.001041	0.000005	0.28136	0.00002	1.2	0.8	2813
17-1	2347	0.00612	0.000267	0.000010	0.28154	0.00003	8.6	1.0	2352
6-1	2301	0.00943	0.000408	0.000001	0.28135	0.00003	0.5	1.0	2814
11-1	2297	0.00982	0.000546	0.000007	0.28137	0.00002	1.0	0.8	2784
5-1	2163	0.02067	0.000893	0.000001	0.28144	0.00002	0	0.8	2740
15-1	1997	0.01728	0.000725	0.000008	0.28157	0.00002	1.2	0.7	2541
3-1	1987	0.03319	0.001457	0.000014	0.28149	0.00003	-3.0	1.0	2787
24-1	1968	0.01851	0.000776	0.000005	0.28167	0.00003	4.0	1.0	2346
9-1	1945	0.02412	0.001179	0.000075	0.28174	0.00003	5.4	1.0	2241
Обр. 28-84									
14-1	2758	0.01130	0.0005190	0.0000032	0.28090	0.00002	-5.4	0.6	3525
18-1	2283	0.03630	0.0015087	0.0000062	0.28157	0.00002	6.3	0.7	2446
12-1	2017	0.02863	0.0011622	0.0000049	0.28147	0.00002	-2.6	0.6	2786
15-1	2007	0.01504	0.0006507	0.0000014	0.28144	0.00003	-3.3	0.9	2824
9-1	1993	0.00203	0.0000674	0.0000008	0.28147	0.00002	-1.6	0.9	2707
17-1	1977	0.04340	0.0018146	0.0000072	0.28187	0.00003	9.8	1.1	1990
10-1	1968	0.02796	0.0011312	0.0000184	0.28175	0.00003	6.3	1.1	2201
4-1	1961	0.03272	0.0018271	0.0000483	0.28163	0.00002	1.1	0.7	2519
11-1	1940	0.00864	0.0005445	0.0000295	0.28159	0.00003	0.8	1.1	2519
8-1	1915	0.01284	0.0006193	0.0000136	0.28154	0.00002	-1.7	0.8	2654

Примечание. T — возраст циркона по измеренному $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; T_{Hf}^{C} — двухстадийный модельный возраст (время коровой экстракции), рассчитан с использованием среднекоревой величины $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$.

= 79—363) и пониженные $(\text{Lu}/\text{Gd})_n$ (2—10) и Lu/Hf (0.0003—0.0014) отношения, подобно оболочкам циркона из гранат-кордиерит-биотитового парагнейса.

Изотопный Lu-Hf состав определен преимущественно в детритовых ядрах циркона, которые не обнаруживают признаков влияния метаморфизма на распределение в них редкоземельных элементов. Результаты приведены в табл. 3 и на рис. 5, 6. Ядра циркона характеризуются широким диапазоном $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ отношения (0.000067—0.00183), которое не коррелирует с их возрастом. Величины $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ для цирконов варьируют в очень широких пределах, и две возрастные группы палеопротерозойских цирконов слабо различаются по изотопному составу (см. рис. 5, а). Цирконы с возрастом 2.2—2.4 млрд

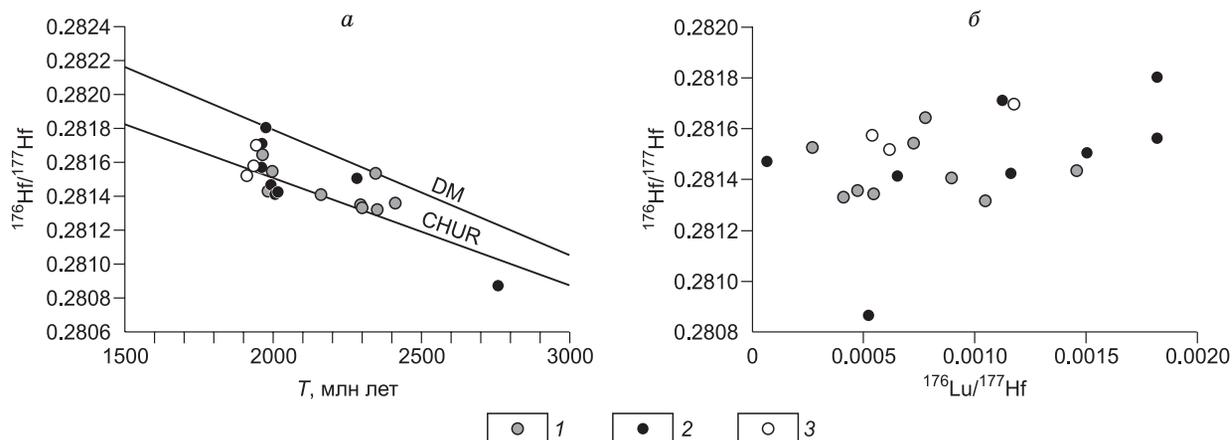


Рис. 5. Диаграммы T — $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (а) и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ — $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (б) для ядер циркона из парагнейсов.

Цирконы из: 1 — гранат-кордиерит-биотитового парагнейса, 2 — гипертен-биотитового парагнейса; 3 — измененные ядра циркона.

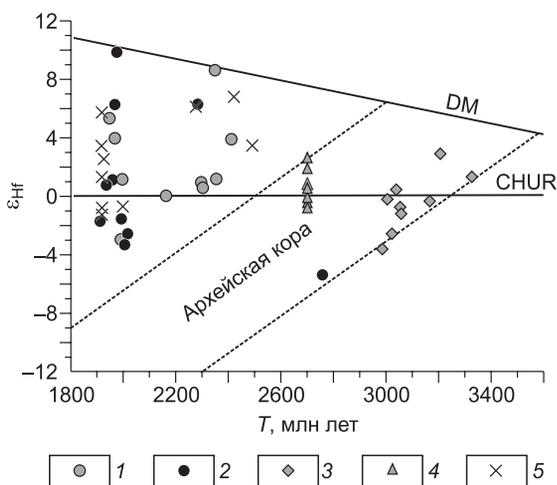


Рис. 6. Диаграмма $T-\epsilon_{\text{Hf}}$ для цирконов из палеопротерозойских парагнейсов и архейских гранулитов Иркутского блока.

Парагнейсы: 1 — гранат-кордиерит-биотитовый, 2 — гиперстен-биотитовый; 3 — палеоархейский гранулит средне-кислого состава, 4 — неоархейский гранулит; 5 — гранат-двупироксеновый мафический гранулит Ангаро-Канского блока. Штриховыми линиями показана область изменения изотопного состава архейской коры Иркутского блока при $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$.

тристовые цирконы с возрастaми ≤ 1.95 млрд лет перекрываются по значениям $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ с позднепалеопротерозойскими ядрами (2.0—1.95 млрд лет) (см. рис. 5, а), следовательно, их Lu-Hf изотопная система, вероятно, не была нарушена, несмотря на «омоложение» возраста в результате потери свинца при метаморфизме.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Влияние метаморфизма на редкоземельный состав и Lu-Hf изотопные характеристики циркона. Все изученные детритовые ядра имеют высокие $(\text{Lu}/\text{Gd})_n$ (13—25), типичные для цирконов магматического происхождения [Hoskin, Schaltegger, 2003]. Напротив, оболочки циркона из гранат-кордиерит-биотитового гнейса, отчетливо обедненные тяжелыми РЗЭ, имеют низкое $(\text{Lu}/\text{Gd})_n$ (0.8—3.2), что является характерным для метаморфических цирконов, образующихся в равновесии с гранатом — концентратором этих элементов [Rubatto, 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; Федотова и др., 2008]. Обеднение тяжелыми лантаноидами приводит к снижению Lu/Hf (≤ 0.001) в сравнении с ядрами ($\text{Lu}/\text{Hf} = 0.002—0.007$). Поскольку гранат-кордиерит-биотитовый гнейс мигматизирован и содержит кварц-плагиоклазовую лейкоформу, то причиной высоких концентраций тяжелых РЗЭ для одной из оболочек с крайне низким Th/U (0.01) мог быть рост циркона в равновесии с расплавом. Д. Рубатто [Rubatto, 2002] предполагает, что метаморфический циркон, растущий в равновесии с анатектическим расплавом, по распределению РЗЭ не отличается от магматического, но выделяется низким Th/U (< 0.07). Эта оболочка с высокими концентрациями тяжелых лантаноидов сильно деплетирована легкими РЗЭ ($\text{Ce}_n < 1$) и Th (4 г/т), что, вероятно, связано с кристаллизацией одновременно с монацитом — главным концентратором этих элементов.

В гиперстен-биотитовом гнейсе, содержащем гранат только в качестве акцессорной фазы, часть метаморфических оболочек циркона не обнаруживает деплетирования тяжелыми РЗЭ и, напротив, относительно обеднена легкими и средними лантаноидами, что приводит к росту $(\text{Lu}/\text{Gd})_n$ отношения до 30—79. Предполагается [Hoskin, Black, 2000], что обеднение может быть вызвано субсолидусной перекристаллизацией циркона при метаморфизме с предпочтительным удалением из его структуры элементов с радиусами, наиболее отличающимися от Zr, т. е. преимущественно легких и средних, а не тяжелых РЗЭ. Альтернативным объяснением деплетирования легкими и средними РЗЭ может быть конкурирующий рост монацита. Другие оболочки, подобно метаморфическому циркону из гранат-кордиерит-биотитового гнейса, отчетливо обеднены тяжелыми РЗЭ, что, вероятно, отражает их рост/перекристаллизацию в равновесии с гранатом.

Таким образом, вариации в составе метаморфического циркона свидетельствуют о влиянии различных факторов на его редкоземельные характеристики. Обеднение легкими и тяжелыми редкоземельными элементами циркона может быть связано с субсолидусной перекристаллизацией и/или формированием одновременно с минералами концентраторами РЗЭ — гранатом и монацитом. Вместе с тем во всех случаях изученные детритовые ядра из парагнейсов имеют распределение РЗЭ, типичное для цирконов магматического происхождения, и отличаются от оболочек, рост и преобразование которых происходили при высокотемпературном метаморфизме.

При метаморфизме магматические цирконы, несмотря на нарушение их U-Pb изотопной системы, могут сохранить свои Lu-Hf изотопные характеристики в силу низких скоростей диффузии этих элементов [Zeh et al., 2009; Gerdes, Zeh, 2009]. В других случаях, в результате метаморфизма может происходить увеличение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ отношения в цирконе за счет обмена с порообразующими минералами,

прежде всего гранатом, и/или расплавом, которые в сравнении с цирконом имеют более высокое Lu/Hf и, следовательно, повышенное $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ [Zheng et al., 2005; Chen et al., 2010]. Рост $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ при постоянстве или снижении Lu/Hf за счет обеднения тяжелыми РЗЭ приводит к обратной зависимости между этими параметрами для цирконов, испытавших влияние метаморфизма. Для изученных детритовых ядер цирконов из парагнейсов, напротив, имеет место слабая положительная корреляция между $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (см. рис. 5, б), что доказывает изменение изотопного состава циркона в закрытой системе, т. е. только за счет радиоактивного распада. В этом случае величины инициальных $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ и ϵ_{Hf} разновозрастных цирконов зависят только от изотопного состава расплава, из которого они кристаллизовались и, следовательно, могут использоваться для характеристики пород питающей провинции. Отметим, что детритовые цирконы из гранат-кордиерит-биотитового гнейса, испытавшие частичную потерю Pb и омоложение возраста, по изотопному составу Hf не отличаются от других позднепалеопротерозойских цирконов, т. е. нарушение U-Pb системы не сопровождалось изменением изотопного состава Hf (см. рис. 5, б).

Источники палеопротерозойских детритовых цирконов: ювенильные или рециклированные. Широкие вариации изотопных параметров детритовых цирконов из парагнейсов свидетельствуют о том, что питающая провинция включала породы с различной коровой предысторией. Среди двух возрастных групп палеопротерозойских цирконов преобладают зерна с положительными ϵ_{Hf} . Очевидно, что цирконы с наиболее высокими значениями ϵ_{Hf} поступали в бассейн осадконакопления за счет эрозии пород, представляющих ювенильную кору палеопротерозойского возраста. Вместе с тем диапазон ϵ_{Hf} (от +9.8 до -3.3) и T_{Hf}^{C} (2.0—2.8 млрд лет) для всей совокупности исследованных детритовых цирконов указывает на формирование их источников при участии архейской коры. Вклад древней континентальной коры в образование протолитов парагнейсов подтверждается и модельным Nd возрастом этих пород, достигающим 3.1 млрд лет.

Древняя континентальная кора, участвовавшая в образовании терригенного материала и детритовых цирконов для парагнейсов, могла быть представлена архейскими комплексами Иркутного и других блоков Шарыжалгайского выступа. Это предположение согласуется с положением точек палеопротерозойских детритовых цирконов из парагнейсов на диаграмме (см. рис. 6) между линией деплетированной мантии и областью изотопной эволюции архейской коры Иркутного блока. По величине модельного возраста ($T_{\text{Hf}}^{\text{C}} = 3.5$ млрд лет) единичный циркон из парагнейсов с возрастом ~2.7 млрд лет близок к цирконам из палеоархейских гиперстенсодержащих гранулитов среднего состава в Иркутном блоке ($T_{\text{Hf}}^{\text{C}} = 3.3—3.5$ млрд лет), следовательно, источник этого детритового циркона был образован в результате рециклинга палеоархейской коры без добавки ювенильного материала (см. рис. 6). Другим компонентом коры, участвовавшей в образовании палеопротерозойских детритовых цирконов, могли быть неоархейские (~2.7 млрд лет) среднекислые гранулиты Иркутного блока, магматические цирконы из этих пород характеризуются модельным возрастом — $T_{\text{Hf}}^{\text{C}} = 3.0—3.2$ млрд лет и ϵ_{Hf} от -0.8 до +2.6 [Turkina et al., 2012]. Таким образом, данные по изотопному составу позволяют заключить, что питающая провинция для детритовых цирконов включала как породы с ювенильными изотопными характеристиками, так и образованные в результате смешения продуктов рециклинга архейской коры Иркутного блока и палеопротерозойского ювенильного материала.

Дискуссионным остается вопрос о магматических комплексах, служивших вероятными источниками палеопротерозойских детритовых цирконов для парагнейсов. Магматические и детритовые цирконы с возрастом 2.2—2.4 млрд лет в целом крайне редки в геологической летописи, и лишь немногие из них обладают ювенильными Lu-Hf изотопными характеристиками [Condie et al., 2005], что указывает на ограниченный рост континентальной коры в этом временном интервале. Магматические породы этого возраста не установлены в пределах обнаженного фундамента Сибирской платформы. В целом породы, представляющие ювенильную палеопротерозойскую кору или образованные при участии ювенильного материала, крайне редки в структурах обнаженного фундамента Сибирской платформы, и имеющаяся для них информация ограничена только Sm-Nd изотопными данными. К их числу принадлежат среднекислые вулканы Федоровской толщи Центрального блока Алданского щита с возрастом циркона ~2.0 млрд лет и $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.0—2.2$ млрд лет [Великославинский и др., 2006], граниты чуйского комплекса (2.0 млрд лет), развитые в Байкальском террейне Аkitканского пояса с $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.3—2.4$ млрд лет [Неймарк и др., 1998] и монцодиориты биляхского комплекса Анабарского щита (1.98—1.97 млрд лет) с $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.2—2.4$ млрд лет [Смелов и др., 2012]. Судя по величинам модельного Nd возраста, породы с подобными изотопными характеристиками могли служить источниками терригенного материала для изученных парагнейсов Иркутного блока, для которых минимальное значение $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ составляет 2.4 млрд лет.

Что касается детритовых цирконов, то наряду с парагнейсами Иркутного блока возраст 2.2—2.4 млрд лет имеют также единичные ядра циркона из палеопротерозойских биотит-гиперстеновых и

гранатсодержащих парагнейсов Ангаро-Канского блока, представляющего выступ фундамента на юго-западе Сибирской платформы [Urmantseva et al., 2012]. Эти высокометаморфизованные осадочные породы по диапазону модельного Nd возраста — $T_{Nd}(DM) = 2.4\text{—}2.8$ млрд лет [Ножкин и др., 2008; Urmantseva et al., 2012], перекрываются с парагнейсами Иркутского блока, что указывает на сходство источников сноса терригенного материала. В Анагаро-Канском блоке парагнейсы содержат субпластовые и будинообразные тела гранат-двупироксеновых мафических гранулитов, в которых доминируют магматические цирконы с возрастом ~ 1.9 млрд лет, а возраст единичных ядер, предположительно захваченных из парагнейсов, составляет $2.3\text{—}2.4$ млрд лет [Туркина и др., 2012; Туркина, Сухоруков, 2015]. Эти палеопротерозойские цирконы из мафических гранулитов имеют как положительные, так и отрицательные ϵ_{Hf} и по изотопному составу перекрываются с детритовыми зёрнами из парагнейсов Иркутского блока (см. рис. 6). В терригенных породах нижней части разреза Урикско-Ийского грабена, располагающегося между Шарыжалгайским и Бирюсинским выступами, установлено преобладание детритовых цирконов с возрастом 1.96 млрд лет, реже встречаются зёрна с возрастом $\sim 2.3\text{—}2.2$ млрд лет [Гладкочуб и др., 2014]. Эти отложения как по времени накопления ($1.91\text{—}1.87$ млрд лет), так и возрастам детритовых цирконов сопоставимы с парагнейсами Иркутского блока. Приведенные примеры показывают, что детритовые цирконы с возрастом $\sim 2.3\text{—}2.4$ и $1.95\text{—}2.0$ млрд лет характерны для палеопротерозойских метаосадочных пород на юго-западной окраине Сибирского кратона, что свидетельствует в пользу их общих и, скорее всего, недалеких источников сноса.

Накопленная в последние годы информация по возрасту, Sm-Nd изотопным характеристикам пород и Lu-Hf изотопному составу цирконов из раннедокембрийских комплексов Шарыжалгайского выступа показывает, что формирование континентальной коры этой структуры было связано с двумя основными этапами корообразующих событий: палео- и неоархейским [Gladkochub et al., 2009; Туркина, 2010; Туркина et al., 2012; Туркина и др., 2013, 2014а,б]. Новые данные по изотопному Lu-Hf составу детритового циркона из парагнейсов Иркутского блока дают первые свидетельства того, что на палеопротерозойском этапе эволюции юго-западной части Сибирского кратона происходили не только процессы рециклинга, но и рост коры за счет поступления ювенильного материала.

В последнее десятилетие обширная изотопно-геохронологическая информация накоплена по палеопротерозойским в различной степени метаморфизованным осадочным породам Северо-Китайского кратона. Осадочные комплексы, испытавшие метаморфизм с интервале $1.88\text{—}1.85$ млрд лет, широко распространены в трех орогенических поясах Северо-Китайского кратона: Транссеверокитайском орогене, Кондалитовом поясе и поясе Джао-Ляо-Джи [Wan et al., 2006]. В этих метаосадочных породах доминируют детритовые цирконы двух возрастных групп: $2.57\text{—}2.37$ и $2.35\text{—}2.0$ млрд лет, что ограничивает время осадконакопления в диапазоне от 2.0 до 1.88 млрд лет [Wan et al., 2006]. По возрасту детритовых цирконов и времени седиментации палеопротерозойские метаосадочные ассоциации орогенических поясов Северо-Китайского кратона коррелируют с парагнейсами юго-западной части Сибирской платформы. Детритовые цирконы в метаосадочных породах комплекса Вулашан в Кондалитовом поясе с возрастом от 1.84 до 2.32 млрд лет имеют широкий диапазон ϵ_{Hf} (-8 до $+9$), тогда как цирконы из метакварцитов, принадлежащие к одной возрастной популяции (~ 2.0 млрд лет), характеризуются положительными ϵ_{Hf} ($+1$ до $+9$), что свидетельствует о добавке ювенильного материала и переработке более древней коры при формировании палеопротерозойских детритовых цирконов [Xia et al., 2006]. Метаосадочные породы палеопротерозойской серии Гантаохе в Транссеверокитайском орогене наряду с доминирующими более древними детритовыми цирконами ($2.6\text{—}2.4$ млрд лет) содержат палеопротерозойские цирконы с возрастом от 2.4 до 1.9 млрд лет, имеющие преимущественно отрицательные ϵ_{Hf} , образование их источников было связано с переплавлением архейской ($3.2\text{—}2.6$ млрд лет) коры [Liu et al., 2012]. Напротив, палеопротерозойские ($2.4\text{—}2.0$ млрд лет) детритовые цирконы из осадочных пород серии Хутуо в Транссеверокитайском орогене характеризуются преимущественно положительными ϵ_{Hf} (от $+8$ до -4), что указывает на образование их источников при переплавлении коры с возрастом от 2.35 до 3.0 млрд лет [Liu et al., 2011]. В поясе Джао-Ляо-Джи в метаосадочных породах серий Северной и Южной Ляохе доминирующие детритовые цирконы с возрастом $2.0\text{—}2.2$ млрд лет имеют ϵ_{Hf} в диапазоне от $+9.2$ до -5.7 , преобладание цирконов с положительными величинами ϵ_{Hf} предполагает рост коры за счет поступления ювенильного материала в интервале $2.0\text{—}2.2$ млрд лет [Luo et al., 2008]. Приведенные примеры показывают, что так же как и в случае Шарыжалгайского выступа, формирование источников детритовых цирконов из метаосадочных пород палеопротерозойских ороменов Северо-Китайского кратона происходило не только в результате рециклинга архейской коры, но и ее роста за счет поступления ювенильного материала. Таким образом, изотопные данные по палеопротерозойским детритовым цирконам из метаосадочных пород Северо-Китайского и юго-запада Сибирского кратонов свидетельствуют в пользу роста континентальной коры во временном диапазоне $2.4\text{—}2.0$ млрд лет, но не позволяют пока оценить масштабы этого процесса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В гранат-кордиерит-биотитовых и гиперстен-биотитовых парагнейсах Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ) цирконы содержат разновозрастные ядра детритового происхождения. Метаморфическую генерацию с возрастом ~1.85 млрд лет представляют оболочки и многоплоскостные кристаллы циркона. Метаморфические оболочки циркона обеднены легкими и тяжелыми редкоземельными элементами вследствие субсолидусной перекристаллизации и/или формирования одновременно с минералами концентраторами РЗЭ — гранатом и монацитом. В отличие от метаморфического циркона детритовые ядра характеризуются высокими концентрациями тяжелых лантаноидов и высоким $(\text{Lu/Gd})_n$, что типично для цирконов магматического происхождения. Слабая положительная корреляция между $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ для ядер циркона доказывает изменение их изотопного состава в закрытой системе за счет радиоактивного распада, что позволяет использовать изотопные параметры этих цирконов для характеристики пород питающей провинции.

Палеопротерозойские детритовые ядра циркона из парагнейсов с возрастом ~2.3—2.4 и 2.0—1.95 млрд лет характеризуются широким диапазоном ϵ_{Hf} (от +9.8 до -3.3) и модельного возраста — $T_{\text{Hf}}^{\text{C}} = 2.8—2.0$ млрд лет. Питающая провинция для палеопротерозойских детритовых цирконов из парагнейсов включала как породы с ювенильными изотопными характеристиками, так и образованные в результате рециклинга архейской коры с варьирующей добавкой ювенильного материала. Цирконы с высокими положительными ϵ_{Hf} формировались при эрозии пород, представляющих ювенильную кору палеопротерозойского возраста, тогда как снижение величин ϵ_{Hf} и рост T_{Hf}^{C} отражают вклад архейской коры в образование терригенного материала. Таким образом, на палеопротерозойском этапе эволюции юго-западной части Сибирского кратона происходили как процессы рециклинга, так и рост коры за счет поступления ювенильного материала.

На юго-западе Сибирского кратона детритовые цирконы с возрастом ~2.3—2.4 и 1.95—2.0 млрд лет характерны для палеопротерозойских парагнейсов Иркутского и Ангаро-Канского блоков и терригенных пород Урикско-Ийского грабена, что свидетельствует в пользу их общих и, скорее всего, недалеких источников сноса. По времени метаморфизма (1.88—1.85 млрд лет), возрасту палеопротерозойских детритовых цирконов (2.4—2.0 млрд лет) и их Lu-Hf изотопному составу (ϵ_{Hf} от положительных до отрицательных значений) парагнейсы юго-запада Сибирского кратона близки к метаосадочным породам палеопротерозойских орогенических поясов Северо-Китайского кратона. Для обоих регионов в формировании источников детритовых цирконов участвовала как архейская кора, так и ювенильный материал, что дает свидетельства роста коры в интервале времени 2.4—2.0 млрд лет.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 15-05-02964 и 14-05-00373).

Авторы признательны И.Н. Капитонову и С.Г. Симакину за выполнение изотопного и редкоэлементного анализа циркона, а также благодарят А.Д. Ножкина и неизвестного рецензента за конструктивные замечания.

ЛИТЕРАТУРА

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Глебовицкий В.А., Загорная Н.Ю., Яковлева С.З., Толмачева Е.В., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород федоровской толщи, Алданский щит // *Петрология*, 2006, т. 14, № 1, с. 25—43.

Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Донская Т.В., Мотова З.Л., Ванин В.А. Возрастные уровни и геодинамические режимы накопления докембрийских толщ Урикско-Ийского грабена, юг Сибирского кратона // *Геотектоника*, 2014, № 5, с. 17—31.

Грабкин О.В., Мельников А.И. Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва (на примере Шарыжалгайского блока). Новосибирск, Наука, 1980, 90 с.

Ковач В.П., Котов А.Б., Березкин В.И., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Смелов А.П., Загорная Н.Ю. Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов центральной части Алданского щита: Sm-Nd изотопные данные // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 1999, т. 7, № 1, с. 3—17.

Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // *Петрология*, 1998, т. 6, № 4, с. 139—164.

Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1993, 219 с.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В., Ковач В.П., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В. Sm-Nd изотопная систематика метapelитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса // ДАН, 2008, т. 423, № 6, с. 795—800.

Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К., Бибилова Е.В., Злобин В.Л. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизийных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (2), с. 163—180.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Мельников А.И., Козаков И.К., Ковач В.П., Бараш И.Г., Яковлева С.З. Возрастные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутского блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007, т. 15, № 4, с. 3—19.

Смелов А.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Березкин В.И., Кравченко А.А., Добрецов В.Н., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Возраст и продолжительность формирования Биляхской зоны тектонического меланжа, Анабарский щит // Петрология, 2012, т. 20, № 3, с. 315—330.

Сухоруков В.П. Декомпрессионные минеральные микроструктуры в гранулитах Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (9), с. 1314—1335.

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., Урманцева Л.Н. Метатерригенные породы Иркутского гранулитогнейсового блока как индикаторы эволюции раннедокембрийской коры // Литология и полезные ископаемые, 2009, № 1, с. 49—64.

Туркина О.М., Сухоруков В.П. Временные рубежи и условия метаморфизма мафических гранулитов в раннедокембрийском комплексе Ангаро-Канского блока (юго-запад Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (11), с. 1961—1986.

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Урманцева Л.Н., Падерин И.П., Скублов С.Г. U-Pb изотопный и редкоземельный состав циркона из пироксеновых кристаллосланцев Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ): свидетельство неархейских магматических и метаморфических событий // ДАН, 2009, т. 429, № 4, с. 527—533.

Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. Палеопротерозойский возраст протолитов метатерригенных пород восточной части Иркутского гранулитогнейсового блока (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010, т. 18, № 1, с. 18—33.

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.

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Лепехина Е.Н., Капитонов И.Н. Возраст мафических гранулитов из раннедокембрийского метаморфического комплекса Ангаро-Канского блока (юго-запад Сибирского кратона) // ДАН, 2012, т. 445, № 4, с. 450—458.

Туркина О.М., Капитонов И.Н., Сергеев С.А. Изотопный состав Hf в цирконе из палеоархейских плагиогнейсов и плагиогранитоидов Шарыжалгайского выступа (юг Сибирского кратона) и его значение для оценки роста континентальной коры // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (3), с. 357—370.

Туркина О.М., Сергеев С.А., Капитонов И.Н. U-Pb возраст и Lu-Hf изотопные характеристики детритовых цирконов из метаосадков Онетского зеленокаменного пояса (Шарыжалгайский выступ, юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2014а, т. 55 (11), с. 1581—1597.

Туркина О.М., Лепехина Е.Н., Бережная Н.Г., Капитонов И.Н. U-Pb возраст и изотопная Lu-Hf-систематика детритовых цирконов из парагнейсов Булунского блока (Шарыжалгайский выступ фундамента Сибирской платформы) // ДАН, 2014б, т. 458, № 5, с. 582—589.

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

Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R., Hoppgood A.M., Perchuk L.L. Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnockite-granite complex, Lake Baikal, USSR: a U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd isotopic study // J. Geol., 1991, v. 99, p. 851—861.

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.

Boynnton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.

- 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 zircons from eclogite-facies rocks in the Sulu orogen // *Lithos*, 2010, v. 114, p. 132—154.
- Condie K.C., Beyer E., Belousova E., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.** U-Pb isotopic ages and Hf isotopic composition of single zircons: the search for juvenile Precambrian continental crust // *Precam. Res.*, 2005, v. 139, p. 42—100.
- Ferry J.M., Watson E.B.** New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2007, v. 154, p. 429—437.
- Gerdes A., Zeh A.** Zircon formation versus zircon alteration — new insight 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.** 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 Achtebergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R.** The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // *Geochem. Cosmochem. Acta*, 2000, v. 64, p. 133—147.
- Harley S.L., Kelly N.M., Möller A.** Zircon behaviour and the thermal history of mountain chains // *Element*, 2007, v. 3, p. 25—30.
- Hopgood A.M., Bowes D.R.** Contrasting structural features in the granulite-gneiss-charnockite-granite complex, Lake Baikal, U.S.S.R.: evidence for diverse geotectonic regimes in early Proterozoic times // *Tectonophysics*, 1990, v. 174, p. 279—299.
- Hoskin P.W.O., Black L.P.** Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon // *J. Metamorph. Geol.*, 2000, v. 18, p. 423—439.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U.** The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Zircon* / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. *Rev. Mineral. Geochem. Mineralogical Society of America*. Washington, D.C., 2003, v. 53, p. 27—62.
- Kelly N.M., Harley S.L.** An integrated microtextural and chemical approach to zircon geochronology: refining the Archean history of the Napier Complex, east Antarctica // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2005, v. 149, p. 57—84.
- Kretz R.** Symbols for rock-forming minerals // *Amer. Miner.*, 1983, v. 68, p. 277—279.
- Liu C., Zhao G., Sun M., Zhang J., He Y., Yin C., Wu F., Yang J.** U-Pb and Hf isotopic study of detrital zircons from the Hutuo group in the Trans-North China Orogen and tectonic implications // *Gondwana Res.*, 2011, v. 20, p. 106—121.
- Liu C., Zhao G., Liu F., Sun M., Zhang J., Yin C.** Zircon U-Pb and Lu-Hf isotopic and whole-rock geochemical constraints on the Gantaohe Group in the Zhanhuang Complex: implications for the tectonic evolution of the Trans-North China Orogen // *Lithos*, 2012, v. 146—147, p. 80—92.
- Luo Y., Sun M., Zhao G., Li S., Ayers J.C., Xia X., Zhang J.** A comparison of U-Pb and Hf isotopic composition of detrital zircons from the North and South Liaohe Groups: constraints on evolution of the Jiao-Liao-Ji Belt, North China Craton // *Precam. Res.*, 2008, v. 163, p. 279—306.
- Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W.** Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archaean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precam. Res.*, 2005, v. 136, p. 353—368.
- Rubatto D.** Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism // *Chem. Geol.*, 2002, v. 184, p. 123—138.
- Scherer E., Munker C., Mezger K.** Calibration of the Lutetium-Hafnium clock // *Science*, 2001, v. 293, p. 683—687.
- 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, Sharyzhalgay Uplift: implications for the Neoproterozoic evolution of the Siberian Craton // *Gond. Res.*, 2012, v. 21, p. 801—817.
- Urmantseva L.N., Turkina O.M., Larionov A.N.** Metasedimentary rocks of the Angara-Kan granulite-gneiss block (Yenisey Ridge, south-western margin of the Siberian Craton): provenance characteristic, deposition and age // *J. Asian Earth Sci.*, 2012, v. 49, p. 7—19.

Wan Y., Song B., Liu D., Wilde S.A., Wu J., Shi Y., Yin X., Zhou H. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Paleoproterozoic metasedimentary rocks in the North China Craton: evidence for a major Late Paleoproterozoic tectonothermal event // *Precam. Res.*, 2006, v. 149, p. 249—271.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2006, v. 151, p. 413—433.

Xia X., Sun M., Zhao G., Wu F., Xu P., Zhang J., Luo Y. U-Pb and Hf isotopic study of detrital zircons from the Wulashan khondalites: constraints on evolution of the Ordos Terrane, Western Block of the North China Craton // *Earth Planet Sci. Lett.*, 2006, v. 241, p. 581—593.

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

Zheng 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 eclogite-facies metagranite and metabasite // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 240, p. 378—400.

*Рекомендована к печати 28 августа 2015 г.
В.В. Реввердатто*

*Поступила в редакцию
10 апреля 2015 г.*