УДК 551.71

U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ИЗ ПАРАГНЕЙСОВ В ГРАНУЛИТОВОМ БЛОКЕ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА (юго-запад Сибирского кратона): СВИДЕТЕЛЬСТВА АРХЕЙСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ОТ ЭО- ДО МЕЗОАРХЕЯ

О.М. Туркина^{1,2}, С.А. Сергеев^{3,4}, В.П. Сухоруков^{1,2}, Н.В. Родионов³

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия ²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия ³Центр изотопных исследований, Всероссийский научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского, 199106, Санкт-Петербург, Средний просп. 74, Россия

⁴Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, Россия

Впервые для гранулитогнейсовых блоков Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона) обоснован архейский этап осадконакопления. Высокоглиноземистые парагнейсы содержат детритовые цирконы с возрастным диапазоном от 3.70 до 2.74 млрд лет, которые по характеру распределения РЗЭ соответствуют цирконам магматического происхождения. Палеопротерозойские (~1.86 млрд лет) метаморфические цирконы резко обеднены тяжелыми РЗЭ и У вследствие их образования одновременно с гранатом, геохимические признаки преобразования при метаморфизме обнаруживают и цирконы с возрастом ~2.5 млрд лет. Накопление терригенных осадочных пород предшествовало неоархейскому этапу магматизма (~2.7-2.6 млрд лет), а их метаморфизм произошел на рубеже неоархей-палеопротерозой и в позднем палеопротерозое. Источниками детритовых цирконов служили преимущественно породы мезоархея, такие как магматические протолиты гранулитов и среднекислые магматические породы. Обнаружение в парагнейсах единичных зерен эо- и палеоархейских детритовых цирконов дает первое прямое свидетельство наличия древнейшей коры (до 3.7 млрд лет) в составе гранулитовых блоков Шарыжалгайского выступа. Совокупность геохронологических данных для ортогранулитов и парагнейсов предполагает следующую последовательность геологических событий для гранулитогнейсовых блоков: ~3.7 млрд лет — начало формирования коры, ~3.4—3.2 млрд лет — среднекислый магматизм, включая рециклинг более ранней коры; ~3.0 млрд лет — субсинхронные магматический и метаморфический процессы и дифференциация континентальной коры. Таким образом, весь цикл от начала формирования коры до ее дифференциации и превращения в кору континентального типа произошел в диапазоне от 3.7 до 3.0 млрд лет.

Парагнейсы, детритовый циркон, U-Pb возраст, SHRIMP, осадконакопление, архей, Шарыжалгайский выступ.

U-Pb AGE OF ZIRCON FROM PARAGNEISSES IN GRANULITE TERRANE OF THE SHARYZHALGAI UPLIFT (southwest of the Siberian craton): EVIDENCE FOR THE ARCHEAN SEDIMENTATION AND EVOLUTION OF CONTINENTAL CRUST FROM EOARCHEAN TO MESOARCHEAN

O.M. Turkina, S.A. Sergeev, V.P. Sukhorukov, and N.V. Rodionov

The Archean stage of sedimentation has been first substantiated for the granulite–gneiss terranes of the Sharyzhalgai uplift (southwest of the Siberian craton). High-alumina paragneisses contain detrital zircons varying in age from 3.7 to 2.74 Ga and corresponding in REE patterns to magmatic zircons. The Paleoproterozoic (~1.86 Ga) metamorphic zircons are strongly depleted in HREE and Y as a result of their formation in equilibrium with garnet. Zircons with an age of ~2.5 Ga also show geochemical signs of alteration during metamorphism. The formation of terrigenous sedimentary rocks preceded the Neoarchean stage of magmatism (~2.7–2.6 Ga), and their metamorphism occurred at the Neoarchean–Paleoproterozoic boundary and in the Late Paleoproterozoic. The sources of detrital zircons were mainly Mesoarchean rocks, such as magmatic protoliths of granulites and intermediate–felsic magmatic rocks.

The single Eoarchean and Paleoarchaean detrital zircon grains in the paragneisses are the first direct evidence for the oldest crust (up to 3.7 Ga) in the granulite terranes of the Sharyzhalgai uplift. The set of geochronological data for granulites and paragneisses suggests the following sequence of geologic events for the granulite–gneiss terranes: \sim 3.7 — the beginning of crustal formation, \sim 3.4–3.2 Ga — intermediate–felsic magmatism, including the recycling of the more ancient crust, and \sim 3.0 Ga — coeval magmatic and metamorphic processes and differentiation of the continental crust. Thus, the whole cycle from the beginning of crustal growth to the crustal differentiation and turn into continental crust proceeded from 3.7 to 3.0 Ga.

Paragneisses, detrital zircon, U-Pb age, SHRIMP, sedimentation, Archean, Sharyzhalgai uplift

© О.М. Туркина[⊠], С.А. Сергеев, В.П. Сухоруков, Н.В. Родионов, 2017 [⊠]е-mail: turkina@igm.nsc.ru

DOI: 10.15372/GiG20170902

введение

Высокометаморфизованные осадочные породы (парагранулиты) в составе раннедокембрийских комплексов кратонов испытали многостадийную тектонотермальную и вещественную эволюцию, с чем связаны сложности в определении возраста их протолитов. В пределах выступов фундамента Сибирской платформы (рис. 1, врезка *A*), исходя из минимальных значений модельного Nd возраста (<2.5 млрд лет) для целого ряда метаосадочных ассоциаций Алданского щита (чугинская, холболохская, кюрикан-



Рис. 1. Геологическая схема юго-восточной части Шарыжалгайского выступа.

1 — нижнепротерозойские отложения, 2 — гранит-зеленокаменные комплексы Онотского блока, 3 — гранулитогнейсовые комплексы (а — Китойский, б — Иркутный блоки), включающие 4 — маркирующие слои мрамора; 5—7 — гранитоиды: 5 — палеопротерозойские, 6 — архей-палеопротерозойские нерасчлененные, 7 — неоархейские; 8 — главные разломы (а), надвиги (б); 9 — прочие разломы (а), несогласное залегание (б); 10 — участки распространения парагнейсов (а — место отбора проб для датирования).

На врезке *A*: главные тектонические элементы Сибирского кратона, по [Donskaya et al., 2009]. *I* — выступы фундамента, *2* — погребенный фундамент, *3* — палеопротерозойские орогенные пояса. На врезке *Б*: схема террейнов Шарыжалгайского выступа. Рамкой показан контур геологической схемы на рис. 1. ская, иджекская, федоровская толщи) [Ковач и др., 1999], Анабарского щита (хапчанская серия) [Розен и др., 2000], Шарыжалгайского выступа (жидойская толща) [Туркина, Урманцева, 2009], Ангаро-Канского блока (канский комплекс) [Ножкин и др., 2008; Urmantseva et al., 2012], был сделан вывод о палеопротерозойском возрасте их осадочных протолитов. В этой связи присутствие в гранулитогнейсовых блоках Сибирского кратона архейских метаосадочных пород, так же как и их отличие от палеопротерозойских, стало остро дискуссионным вопросом. Вместе с тем, учитывая связь осадконакопления с орогеническими событиями, возрастное положение метаосадочных толщ и результаты датирования детритовых цирконов дают важную информацию о геологической истории коры раннедокембрийских блоков.

В гранулитогнейсовых блоках Шарыжалгайского выступа (см. рис. 1) для преобладающих мафических и среднекислых ортогранулитов установлены два этапа высокотемпературного метаморфизма и сопряженного гранитообразования: в конце неоархея (~2.55 млрд лет) и в палеопротерозое (~1.85-1.86 млрд лет) [Aftalion et al., 1991; Гладкочуб и др., 2005; Poller et al., 2005; Сальникова и др., 2007; Turkina et al., 2012; и др.]. Парагнейсы из пространственно удаленных друг от друга районов Иркутного и Китойского гранулитогнейсовых блоков характеризуются разновозрастным метаморфизмом и различными модельными Nd возрастами, что служит основанием для выделения метаосадочных пород архея и палеопротерозоя. Метаосадочные породы Китойского блока, согласно результатам датирования породообразующих минералов и монацита, а также циркона из мигматитов, были метаморфизованы на рубеже неоархей—палеопротерозой и в палеопротерозое [Левицкий и др., 2010; Глебовицкий и др., 2011]. Парагнейсы Китойского и северо-западной части Иркутного блоков характеризуются узким интервалом мезоархейских значений T_{Nd}(DM) = 3.1—3.3 млрд лет [Туркина, Сухоруков, 2015]. Напротив, для гранат-биотитовых и высокоглиноземистых парагнейсов в разрезе по побережью о. Байкал (юговосток Иркутного блока) установлен широкий диапазон T_{Nd}(DM) = 2.4—3.1 млрд лет [Туркина, Урманцева, 2009], а U-Pb датирование циркона из парагнейсов свидетельствует о проявлении только палеопротерозойского метаморфизма [Туркина и др., 2010], что согласуется с результатами датирования породообразующих минералов из парагнейсов [Ризванова и др., 2012]. Исключение представляет одна проба высокоглиноземистого парагнейса, в котором U-Pb возраст монацита составляет ~2.55 млрд лет и Pb-Pb изохронный возраст граната — ~2.48 млрд лет [Левченков и др., 2012], что указывает на формирование его протолита в архее.

На юго-востоке Иркутного блока палеопротерозойский возраст протолитов парагнейсов подтвержден преобладанием в этих породах детритовых цирконов с возрастом ≤2.4 млрд лет [Туркина и др., 2010]. Палеопротерозойский этап осадконакопления в пределах Сибирского кратона подтвержден немногочисленными результатами датирования циркона из парагнейсов Ангаро-Канского блока [Urmantseva et al., 2012] и сутамской толщи Алдано-Станового щита [Великославинский и др., 2015]. В то же время выделение архейского этапа седиментации и его временные рамки требуют дополнительного обоснования.

Разновременный метаморфизм и значения модельного Nd возраста для парагнейсов из гранулитогнейсовых блоков Шарыжалгайского выступа являются предпосылками для выделения архейских и палеопротерозойских метаосадочных ассоциаций. В настоящей работе представлены результаты U-Pb датирования циркона из высокоглиноземистых парагнейсов северо-западной части Иркутного блока с целью оценки нижней временной границы осадконакопления и вероятных источников сноса детритового материала. Полученные данные служат первым доказательством осадконакопления в архее для гранулитогнейсовых комплексов Шарыжалгайского выступа и Сибирского кратона в целом.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) по принятой методике [Williams et al., 1998; Schuth et al., 2012]. Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические (в проходящем и отраженном свете), катодолюминесцентные изображения (КЛ), отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов, а также изображения в обратноотраженных электронах, отражающие поверхностную гетерогенность зерен. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) составлял 30 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 Тетога с возрастом 416.8 млн лет, а в качестве концентрационного стандарта использовался циркон 91500 (81.2 г/т урана). Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ, погрешности вычисленных значений конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне 2σ. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999].

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 элементов с концентрациями более 0.1 г/т и 30-50 % при концентрациях менее 0.1 г/т. Для внутреннего контроля определялись концентрации редкоземельных элементов в стандартном цирконе 91500.

ГЕОЛОГО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИРКУТНОГО И КИТОЙСКОГО БЛОКОВ, СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СОСТАВ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Фундамент юго-западной части Сибирской платформы обнажен в пределах Присаянского поднятия, наиболее крупным и древним структурным элементом которого является Шарыжалгайский выступ (супертеррейн). В его строении доминируют гранулитогнейсовые комплексы, представленные в центральной и юго-восточной части и слагающие Иркутный и Китойский блоки (см. рис. 1). В качестве границы этих блоков рассматривается субмеридиональная зона Китойского разлома, являющаяся секущей по отношению к наиболее поздним образованиям фундамента: палеопротерозойским гранитоидам и вулканитам. Китойский и Иркутный блоки сложены однотипными метаморфическими и магматическими ассоциациями, среди которых доминируют палеопротерозойские (1.85—1.88 млрд лет) гранитоиды [Бибикова, 1989; Aftalion et al., 1991; Poller et al., 2005; Сальникова и др., 2007; и др.].

Начало формирования коры Иркутного и Китойского блоков относится к мезоархею. Древнейшие образования — это единичные реликты ортопироксеновых и двупироксеновых ортогранулитов среднего состава, установленные на юго-востоке разреза по побережью оз. Байкал и в правобережье р. Китой (см. рис. 1). Гранулиты байкальского разреза содержат цирконы с магматическими ядрами с возрастом по верхнему пересечению дискордии 3390±35 млн лет [Poller et al., 2005] и 3.4—3.2 млрд лет [Туркина и др., 2011], возраст ядер циркона из китойских гранулитов оценивается в ~3.3 млрд лет [Poller et al., 2005]. Доминирующими в составе рассматриваемых блоков являются неоархейские мафические двупироксеновые и амфибол-пироксеновые и среднекислые биотит-гиперстенсодержащие ортогранулиты. Возраст магматических ядер в цирконах из этих гранулитов составляет 2.66—2.70 млрд лет (Иркутный блок) [Туркина и др., 2009; Turkina et al., 2012] и ~2.6 млрд лет (Китойский блок) [Poller et al., 2005]. С концом архея связан первый этап высокотемпературного метаморфизма, установленный U-Pb датированием циркона и монацита для пород Иркутного блока (2.55—2.56 млрд лет) [Turkina et al., 2012; Ризванова и др., 2012; Левченков и др., 2012] и датированием породообразующих минералов и монацита в породах Китойского блока [Глебовицкий и др., 2011]. С неоархейским метаморфизмом коррелирует формирование на рубеже ~2.54—2.5 млрд лет мелких массивов и жильных тел калиевых гранитов, субсогласных и секущих гнейсовидность метаморфических пород [Гладкочуб и др., 2005; Сальникова и др., 2007; Левицкий и др., 2010; Turkina et al., 2012].

Метаосадочные породы, включающие высокоглиноземистые (кордиерит- и силлиманитсодержащие), гранат-биотитовые, ортопироксен-гранатовые гнейсы слагают отдельные фрагменты разреза или тектонические пластины, перемежающиеся с ортогранулитами. В Китойском блоке парагнейсы подвержены позднеархейскому метаморфизму и инъекциям жильных гранитоидов [Левицкий и др., 2010; Глебовицкий и др., 2011], что предполагает их архейский возраст. В Иркутном блоке U-Pb возраст детритовых ядер циркона из парагнейсов составляет ~2.7, 2.3—2.4 и 1.95—2.0 млрд лет, а метаморфогенных цирконов оценивается 1.85—1.86 млрд лет [Туркина и др., 2010]. Эти результаты позволяют предполагать разновозрастность парагнейсов и наличие у них как архейских, так и палеопротерозойских протолитов.

На юго-востоке Иркутного блока (побережье о. Байкал, бассейн р. Иркут) метаосадочные породы образуют толщу, слагающую широкие зоны между гранито(чарнокито)-гнейсовыми куполами. В составе этой толщи доминируют гранат-биотитовые гнейсы, нередко мигматизированные и инъецированные жильными гранатсодержащими гранитами [Туркина, Урманцева, 2009; Туркина, Сухоруков, 2017]. Реже встречаются кордиеритсодержащие (±силлиманит) и ортопироксен-биотитовые разности парагнейсов. Метаморфизованные карбонатные и силикатно-карбонатные породы (мраморы и кальцифиры) пространственно ассоциируют и иногда переслаиваются с гранат-биотитовыми и высокоглиноземистыми гнейсами [Урманцева и др., 2012]. Протолиты парагнейсов, как уже отмечалось, имеют палеопротерозойский возраст в интервале 1.95—1.85 млрд лет [Туркина и др., 2010].

На северо-западе Иркутного блока (водораздел рек Китой и Тойсук) высокоглиноземистые гнейсы с гранатом, кордиеритом и силлиманитом установлены в виде относительно маломощных (до 50 м) «прослоев» (пластин), которые чередуются с гиперстенсодержащими ортогнейсами кислого состава. Аналогичное структурное положение занимают высокоглиноземистые гнейсы в зоне сочленения Иркутного и Китойского блоков, в междуречье Китоя и Холомхи, где маломощная (10—20 м) пластина гранат-кордиеритовых гнейсов залегает среди кислых ортопироксеновых гранулитов. Наряду с высоко-

глиноземистыми разностями присутствуют также гранат-биотитовые и гранат-ортопироксен-биотитовые парагнейсы. Ассоциирующие с парагнейсами ортогранулиты были метаморфизованы на рубеже 2623±32 млн лет [Poller et al., 2005] и интрудированы коллизионными гранитами с возрастом 2.53 млрд лет [Гладкочуб и др., 2005].

Сравнительный анализ состава парагнейсов, представленный в работе [Туркина, Сухоруков, 2015], показал следующее. Высокоглиноземистые и гранат-биотитовые парагнейсы Китойского и северо-западной части Иркутного блока при общем сходстве распределения редких элементов с аналогичными породами юго-восточной части Иркутного блока отличаются пониженным содержанием Th и слабым Eu минимумом, что является результатом различий в составе кислого источника сноса терригенного материала. Отсутствие значительного вклада кислых калиевых магматических пород, образованных при внутрикоровом плавлении, в формирование терригенных осадков в Китойском блоке и на северо-западе Иркутного позволяет предполагать, что седиментация предшествовала неоархейским коллизионным процессам: метаморфизму и гранитообразованию. Величины модельного Nd возраста (3.1—3.3 млрд лет) указывают на формирование осадков Китойского и северо-западной части Иркутного блока, в образованию сторых участвовали палеопротерозойские ювенильные породы, что подтверждено и положительными величинами є_{нf} для палеопротерозойских детритовых цирконов из этих пород [Туркина и др., 2016].

РЕЗУЛЬТАТЫ U-РЬ ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА ИЗ ПАРАГНЕЙСОВ

Для изотопно-геохронологического исследования использованы два образца ортопироксен-кордиерит-гранат-биотитовых парагнейсов (обр. 16-13 и 14-13), отобранные в северо-западной части Иркутного блока на водоразделе рек Тойсук и Китой (52°06.5' с.ш., 102°56.6' в.д) из коренных обнажений, сложенных маломощными (до 50 м) «прослоями» (пластинами) высокоглиноземистых в различной степени мигматизированных парагнейсов, которые тектонически перекрываются ортогранулитами кислого состава. Состав парагнейсов этого и других участков Китойского и северо-востока Иркутного блока детально рассмотрен в работе [Туркина, Сухоруков, 2015]. Датированные образцы имеют минеральную ассоциацию Grt+Bt+Pl+Qtz+Kfs+Crd+Sil+(Spl+Opx), по петрогенным элементам соответствуют алевролитам. Эти парагнейсы характеризуется умеренно фракционированным спектром РЗЭ ((La/Yb)_n = 8.7— 9.1) со слабыми европиевыми аномалиями (Eu/Eu* = 0.8—1.1). Одинаковая структурная позиция, сходство минеральных парагенезисов, содержания петрогенных и редких элементов и идентичность величин модельного Nd возраста — $T_{\rm Nd}(\rm DM) = 3.1$ —3.3 млрд лет для трех изученных участков (см. рис. 1) позволяют проецировать полученные геохронологические результаты в региональном масштабе, кроме того, архейский возраст парагнейсов двух других участков подтверждается метаморфизмом этих пород на границе архей—палеопротерозой.

Цирконы из парагнейсов представлены преимущественно призматическими до длиннопризматических кристаллами размером 100—200 мкм с коэффициентом удлинения 1:2 до 1:3, реже встречаются субизометричные зерна и обломки округлой или неправильной формы (рис. 2). Для большинства цирконов типичны ядра, округлые или имеющие форму обломков и занимающие большую часть объема зерна. Ядра характеризуются в катодолюминесцентном изображении (КЛ) тонкой осцилляторной или полосчатой зональностью, тогда как темные в КЛ тонкие оболочки циркона незональны. К метаморфогенной генерации циркона принадлежат типичные для пород, метаморфизованных в гранулитовой фации [Corfu et al., 2003], субизометричные многоплоскостные кристаллы (см. рис. 2, зерна 14-13-1, 14-13-3), содержащие мелкие ядра, а также тонкие темные и незональные в КЛ оболочки на детритовых ядрах циркона.

В двух пробах проанализировано 75 зерен в 81 точке. Гистограммы распределения возрастов, рассчитанных по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb (табл. 1, рис. 3) для двух проб, имеют близкое расположение максимумов, что допускает их совместное рассмотрение. Выделяется небольшая совокупность наиболее древних зерен и три основных группы циркона, которые соответствуют пикам на гистограмме и кривой вероятности распределения возрастов для 53 зерен циркона с дискордантностью $\leq 6\%$ (рис. 4). Преобладающие в изученной совокупности зерна с возрастом ≥ 2.9 млрд характеризуются невысоким содержанием U (39—439 г/т) и Th (22—358 г/т), а их Th/U (0.23—1.1) соответствует диапазону, характерному для магматических цирконов. Не более 5 % изученных зерен имеют повышенное содержание U (552— 2141 г/т), Th (462—778 г/т) и более широкий диапазон Th/U (0.06—1.4), что может быть связано с влиянием метаморфизма.

Наиболее древние цирконы (≥3.3 млрд лет по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb) встречены только в обр. 16-13 и включают эоархейское (3718±10 млн лет) и палеоархейское (3573±8 млн лет) ядра и дискордантные (*D* = 5—17 %) зерна с возрастами от 3095 до 3313 млн лет (см. табл. 1, т. 28, 23, 6, 11, 3, 24; рис. 5), возраст которых, вероятно, был палеоархейским, но был «омоложен» вследствие потери Pb.



Рис. 2. Катодолюминесцентное изображение типичных зерен циркона из высокоглиноземистых парагнейсов.

Показаны точки датирования и значения возраста (млн лет) по ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb. Номера точек датирования соответствуют табл. 1.

	1	 TT.	DI										**		~
			Ph	I IIII I I I I I I I I I I I I I I I I	TOTILI IO	H DODDOOD	TITT '	nizono un	TONOFILOHOOD	CODO	no nononnon	HOOTH	1/101/3	THORO	O TOKO
	וומ			изотопные	ланныс	и вознаст		нкона из	тапат неисов	LEBE	10-3212/1807	части	<i>V</i> K '		U.IUK 2
1 00 0 0 0 1 1 1		 ~	- ~					provine ing					r		

Senuo	206Pb U Th 2		232Th	206 DL *	Возраст, млн лет		מ	238 I I		207 Pb *		207 Ph *		²⁰⁶ Pb*			
точка	%		$238U$ Γ/T $206Pb$ $207Pb$		207Pb	D, %	²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁶ Pb*	±%	²³⁵ U	±%	²³⁸ U	±%	Rho		
1	2					²⁰⁶ Pb	0	10	11	12	12	1.4	15	16	17	10	
1 2		3 4		5	6	/	8	9	10	11	12	13	14	15	16	1/	18
							Образен	16-1	3								
16-13.1	0.05	318	110	0.36	173.0	3168±25	3233±7	2	1.578	1.0	0.2578	0.5	22.52	1.1	0.6336	0.97	0.905
16-13.2.1	0.08	212	97	0.47	93.0	2654±21	2998±10	13	1.964	0.9	0.2223	0.6	15.61	1.1	0.509	0.91	0.829
16-13.2.2	0.03	685	253	0.38	355.0	3047±19	3217±6	6	1.657	0.8	0.2552	0.4	21.23	0.9	0.6033	0.77	0.908
16-13.3	0.11	169	113	0.69	78.9	2800±23	3095±10	11	1.844	1.0	0.2362	0.6	17.66	1.1	0.5422	0.96	0.835
16-13.4	0.19	141	16	0.12	38.9	1796±17	1865±23	4	3.117	1.0	0.1140	1.3	5.04	1.7	0.3207	1	0.635
16-13.5	0.09	87	46	0.55	57.6	3690±34	3718±10	1	1.292	1.2	0.3526	0.7	37.59	1.3	0.7732	1.2	0.870
16-13.6	0.13	157	61	0.40	70.3	2700±22	3164±12	17	1.925	1.0	0.2467	0.8	17.66	1.2	0.5193	0.96	0.785
16-13.7	0.09	148	86	0.60	71.6	2882±24	2960±35	3	1.782	1.0	0.2172	2.1	16.80	2.4	0.5608	0.98	0.414
16-13.8	0.12	63	27	0.44	26.3	2545±28	2786±20	10	2.074	1.3	0.1951	1.2	12.97	1.8	0.482	1.3	0.725
16-13.9	0.11	124	74	0.62	58.3	2818±26	2905±12	3	1.831	1.1	0.2099	0.8	15.80	1.3	0.5459	1.1	0.809
16-13.9	0.11	149	65	0.45	69.3	2795±23	2911±11	4	1.846	1.0	0.2107	0.7	15.74	1.2	0.5416	0.97	0.814
16-13.10	0.11	109	46	0.43	38.5	2231±25	2522±17	13	2.424	1.3	0.1664	1.0	9.46	1.6	0.4124	1.3	0.782
16-13.11	0.10	100	37	0.39	47.5	2850±29	3156±17	11	1.805	1.2	0.2455	1.0	18.76	1.6	0.554	1.2	0.754
16-13.12	0.16	158	76	0.49	76.6	2885±23	2964±12	3	1.776	1.0	0.2177	0.7	16.89	1.2	0.5626	0.95	0.792
16-13.13	0.01	384	122	0.33	212.0	3202±21	3224±6	1	1.555	0.8	0.2562	0.4	22.72	0.9	0.6429	0.81	0.894
16-13.14	0.06	293	390	1.38	151.0	3041±24	3008±8	-1	1.666	0.9	0.2238	0.5	18.52	1.0	0.6	0.85	0.860
16-13.15	0.34	71	76	1.09	35.9	2973±32	3123±15	6	1.717	1.2	0.2404	1.0	19.28	1.5	0.5817	1.2	0.784
16-13.16	0.05	160	45	0.29	71.7	2700±22	2761±12	2	1.915	1.0	0.1922	0.7	13.83	1.2	0.5221	0.97	0.805
16-13.18	0.13	99	43	0.45	40.0	2474±25	2798±15	13	2.138	1.1	0.1966	0.9	12.68	1.5	0.4676	1.1	0.774
16-13.19	0.02	169	73	0.45	86.4	3017±24	3003±10	0	1.679	1.0	0.2231	0.6	18.32	1.1	0.5955	0.97	0.844
16-13.20	0.16	121	113	0.96	60.7	2955±28	3024±12	2	1.718	1.0	0.2260	0.8	18.13	1.3	0.5817	1	0.803
16-13.21	0.05	96	22	0.23	47.2	2909±27	3064±13	5	1.756	1.1	0.2318	0.8	18.19	1.4	0.5693	1.1	0.817
16-13.22	0.16	418	29	0.07	157.0	2335±16	2481±14	6	2.294	0.8	0.1624	0.9	9.76	1.2	0.4358	0.83	0.701
16-13.23	0.01	180	141	0.81	97.1	3149±29	3285±8	5	1.592	1.1	0.2663	0.5	23.07	1.2	0.6283	1.1	0.898
16-13.24	0.02	425	284	0.69	216.0	2989±21	3184±17	6	1.694	0.8	0.2499	1.1	20.34	1.4	0.5904	0.8	0.604
16-13.25	0.18	120	58	0.50	45.7	2366±22	2600±16	10	2.265	1.1	0.1744	1.0	10.61	1.4	0.4412	1.1	0.744
16-13.26	0.16	225	90	0.42	64.0	1844±16	1864±19	1	3.021	0.9	0.1140	1.0	5.20	1.4	0.3309	0.9	0.668
16-13.27	0.06	174	72	0.43	86.5	2952±27	2971±10	1	1.725	1.1	0.2187	0.6	17.47	1.3	0.5795	1.1	0.867
16-13.28	0.19	51	22	0.45	25.6	2976±34	3313±25	12	1.709	1.4	0.2712	1.6	21.86	2.1	0.5846	1.4	0.648
16-13.29	0.12	106	54	0.53	36.6	2192±22	2374±19	9	2.482	1.1	0.1525	1.1	8.47	1.6	0.4028	1.1	0.693
16-13.1*	0.09	96	49	0.54	48.9	3010.2±44	3009±14	0	1.68	1.8	0.2240	0.9	18.38	2.0	0.5951	1.8	0.901
16-13.2*	0.01	79	33	0.44	39.0	2937.9±44	2986±16	2	1.73	1.9	0.2207	1.0	17.57	2.1	0.5773	1.9	0.887
16-13.3*	0.02	552	462	0.86	286.8	3048.3±37	3021±7	-1	1.65	1.5	0.2256	0.4	18.81	1.6	0.6046	1.5	0.961
16-13.4*	0.01	545	254	0.48	272.7	2957.6±36	2959±8	0	1.72	1.5	0.2170	0.5	17.42	1.6	0.5822	1.5	0.956
16-13.5*	0.06	265	169	0.66	124.1	2805.4±38	3035±10	8	1.83	1.7	0.2276	0.6	17.11	1.8	0.5453	1.7	0.937
16-13.6*	0.14	175	105	0.62	69.9	2457.5±34	2871±14	17	2.15	1.6	0.2055	0.9	13.15	1.9	0.4641	1.6	0.886
16-13.7*	0.04	400	222	0.57	213.8	3115.9±40	3099±8	-1	1.61	1.6	0.2368	0.5	20.29	1.7	0.6215	1.6	0.955
16-13.8*	0.16	229	127	0.58	98.0	2603.2±35	2883±12	11	2.01	1.6	0.2071	0.7	14.21	1.8	0.4975	1.6	0.908
16-13.9*	0.09	326	185	0.59	194.5	3393.4±42	3573±8	5	1.44	1.6	0.3206	0.5	30.63	1.7	0.6928	1.6	0.950
16-13.9. r*	0.36	149	83	0.58	85.9	3297.8±46	3582±13	9	1.49	1.8	0.3226	0.8	29.70	2.0	0.6679	1.8	0.908
16-13.10*	0.01	172	96	0.58	81.6	2840.7±40	3045±12	7	1.81	1.8	0.2290	0.8	17.48	1.9	0.5537	1.8	0.918
							Образен	14-1	3								
14-13.1	0.02	366	36	0.10	105.8	1869±25	1861±12	0	2.97	1.5	0.1138	0.7	5.28	1.7	0.3362	1.5	0.916
14-13.2.1	0.27	257	227	0.91	133.5	3043±37	3195±7	5	1.66	1.5	0.2516	0.4	20.93	1.6	0.6033	1.5	0.962

Окончание таол.													юл. І				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
14-13.2.2	0.07	803	289	0.37	450.9	3238±37	3163±4	-2	1.53	1.5	0.2465	0.3	22.18	1.5	0.6526	1.5	0.982
14-13.3	0.07	206	45	0.23	59.5	1866±25	1861±16	0	2.98	1.6	0.1138	0.9	5.27	1.8	0.3358	1.6	0.872
14-13.4	0.13	298	90	0.31	123.8	2542±32	2529±10	0	2.07	1.5	0.1672	0.6	11.14	1.6	0.4834	1.5	0.938
14-13.5	0.02	1423	778	0.56	774.1	3161±37	3174±5	0	1.58	1.5	0.2483	0.3	21.67	1.5	0.6328	1.5	0.979
14-13.6	0.12	328	262	0.82	128.0	2409±31	2605±10	8	2.21	1.5	0.1749	0.6	10.93	1.6	0.4531	1.5	0.929
14-13.7	0.03	568	225	0.41	240.7	2584±33	2493±10	-4	2.03	1.5	0.1636	0.6	11.12	1.7	0.4932	1.5	0.935
14-13.8.1	0.03	354	222	0.65	172.7	2900±36	2870±8	-1	1.76	1.5	0.2055	0.5	16.09	1.6	0.5681	1.5	0.946
14-13.8.2	0.06	380	101	0.28	152.8	2474±31	2469±10	0	2.14	1.5	0.1613	0.6	10.40	1.6	0.4678	1.5	0.936
14-13.9.1	0.07	156	103	0.68	65.9	2572±34	2964±12	15	2.04	1.6	0.2178	0.7	14.72	1.8	0.4902	1.6	0.908
14-13.9.2	0.01	2141	56	0.03	1137.7	3104±37	2940±7	-5	1.62	1.5	0.2146	0.5	18.30	1.6	0.6186	1.5	0.957
14-13.10	0.04	107	58	0.57	48.4	2737±37	3145±13	15	1.89	1.6	0.2438	0.8	17.78	1.8	0.5290	1.6	0.898
14-13.11	0.04	173	43	0.26	50.8	1898±26	1843±18	-3	2.92	1.6	0.1127	1.0	5.32	1.9	0.3424	1.6	0.844
14-13.12	0.08	208	37	0.18	59.9	1866±26	1841±17	-1	2.98	1.6	0.1126	1.0	5.21	1.8	0.3358	1.6	0.854
14-13.13.1	0.19	109	62	0.58	49.0	2704±36	2783±16	3	1.92	1.6	0.1948	1.0	14.00	1.9	0.5210	1.6	0.860
14-13.13.2	0.06	899	33	0.04	304.0	2139±27	2102±8	-2	2.54	1.5	0.1303	0.5	7.07	1.6	0.3936	1.5	0.956
14-13.14	0.11	363	196	0.56	169.1	2786±34	2960±8	6	1.85	1.5	0.2171	0.5	16.19	1.6	0.5406	1.5	0.951
14-13.15	0.16	108	40	0.38	55.0	3007±39	2994±13	0	1.68	1.6	0.2219	0.8	18.18	1.8	0.5943	1.6	0.900
14-13.16	0.37	91	61	0.70	40.1	2657±37	2845±20	7	1.96	1.7	0.2023	1.2	14.23	2.1	0.5101	1.7	0.807
14-13.17.1	0.09	140	111	0.82	72.8	3049±39	3118±11	2	1.65	1.6	0.2397	0.7	19.99	1.7	0.6049	1.6	0.920
14-13.17.2	0.01	268	61	0.24	130.9	2904±37	2922±10	1	1.76	1.6	0.2121	0.6	16.65	1.7	0.5691	1.6	0.937
14-13.18	0.13	124	116	0.97	51.6	2551±36	2781±19	9	2.06	1.7	0.1945	1.1	13.02	2.0	0.4855	1.7	0.830
14-13.19	0.19	29	29	1.00	13.9	2816±50	2852±26	1	1.82	2.2	0.2032	1.6	15.34	2.7	0.5477	2.2	0.810
14-13.20	0.05	77	63	0.85	36.0	2792±39	3006±20	8	1.84	1.7	0.2235	1.2	16.71	2.1	0.5422	1.7	0.811
14-13.21	0.13	54	34	0.65	22.0	2508±38	2996±20	19	2.10	1.8	0.2220	1.3	14.56	2.2	0.4755	1.8	0.824
14-13.22	0.12	137	76	0.57	73.2	3119±40	3196±11	2	1.61	1.6	0.2518	0.7	21.61	1.7	0.6224	1.6	0.920
14-13.23	0.03	193	78	0.42	84.5	2653±34	2792±19	5	1.96	1.6	0.1958	1.2	13.75	2.0	0.5092	1.6	0.798
14-13.24	0.26	39	32	0.86	20.2	3060±47	3093±23	1	1.64	1.9	0.2359	1.5	19.76	2.4	0.6076	1.9	0.796
14-13.25	0.23	260	68	0.27	113.0	2633±34	2832±23	8	1.98	1.6	0.2007	1.4	13.95	2.1	0.5044	1.6	0.746
14-13.26	0.03	674	669	1.03	270.9	2474±32	2636±7	7	2.14	1.6	0.1782	0.4	11.50	1.6	0.4679	1.6	0.962
14-13.27	0.12	282	110	0.40	120.8	2600±33	2945±11	13	2.01	1.6	0.2152	0.7	14.74	1.7	0.4969	1.6	0.914
14-13.28	0.05	233	187	0.83	118.6	2995±38	3182±14	6	1.69	1.6	0.2495	0.9	20.35	1.8	0.5915	1.6	0.874
14-13.29	0.13	82	61	0.78	36.1	2671±38	2737±18	2	1.95	1.8	0.1894	1.1	13.40	2.1	0.5134	1.8	0.846
14-13.30	0.03	439	358	0.84	221.8	2981±36	3177±10	7	1.70	1.5	0.2488	0.7	20.17	1.7	0.5879	1.5	0.920
14-13.31	0.04	64	57	0.92	27.2	2579±39	2878±19	12	2.03	1.8	0.2065	1.2	14.01	2.2	0.4919	1.8	0.844
14-13.32	0.03	184	186	1.04	87.2	2831±37	2957±11	4	1.81	1.6	0.2168	0.7	16.49	1.7	0.5515	1.6	0.923
14-13.33	0.02	299	140	0.48	152.0	2993±39	3157±8	5	1.69	1.6	0.2457	0.5	20.02	1.7	0.5909	1.6	0.951
14-13.34	0.13	95	44	0.48	45.6	2858±40	2873±15	1	1.79	1.7	0.2058	0.9	15.84	2.0	0.5580	1.7	0.876
14-13.35	0.08	309	89	0.30	108.8	2216±29	2312±12	4	2.44	1.6	0.1470	0.7	8.31	1.7	0.4102	1.6	0.911

Примечание. Ошибки приведены на уровне 15. Рb_с и Pb^{*} — доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ²⁰⁴Pb. Ошибка калибровки стандарта ТЕМО-RA 0.40 %. *D* – процент дискордантности. Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb^{*/235}U и ²⁰⁶Pb^{*/238}U.

Преобладающие мезоархейские зерна дают два наиболее выраженных пика (см. рис. 4) с возрастными значениями: 3.22—3.15 (*n* = 10) и 3.02—2.95 (*n* = 14) млрд лет. Располагающийся между ними слабый пик на кривой вероятности (~3.1 млрд лет) соответствует минимуму на гистограмме (5 зерен).

Третий основной пик представлен метаморфогенной генерацией циркона (см. рис. 4). Эти многоплоскостные цирконы характеризуются умеренным содержанием U (212—440 г/т), низким Th (18— 60 г/т) и, соответственно, пониженным Th/U (0.07—0.17) (см. табл. 1). Фигуративные точки многопло-





Рис. 3. Кривые относительной вероятности возрастных (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb) значений циркона из парагнейсов: обр. 16-13 (жирная линия), обр. 14-13 (тонкая линия). *N* — число значений.

Рис. 4. Гистограмма частоты встречаемости и кривая относительной вероятности возрастных (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb) значений циркона из парагнейсов с дискордантностью возрастов ≤6 %.

скостных цирконов из двух проб образуют компактный кластер на диаграмме с конкордией, и их конкордантный возраст составляет 1850±17 млн лет (СКВО = 1.8). Повышенное СКВО обусловлено слабой дискордантностью трех точек. В этом случае более корректной оценкой является средневзвешенный 207 Pb/ 206 Pb возраст — 1856±13 млн лет (СКВО = 0.4) (рис. 6), который в пределах ошибки совпадает с предыдущим значением.



Рис. 5. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из парагнейсов.



Рис. 6. Средневзвешенный возраст (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb) палеопротерозойских метаморфических цирконов.

Оставшаяся совокупность датированных зерен представлена доминирующими мезонеоархейскими цирконами, которые дают слабые пики на кривой распределения (см. рис. 4): ~2.87 (n = 5), 2.77 (n = 4) и 2.45 (n = 3) млрд лет, и единичными ядрами с возрастом 2.3 и 2.1 млрд лет. Среди первых редки цирконы с $D \le 6$ %, но к этим возрастным значениям тяготеют и более многочисленные дискордантные зерна (D = 7—17 %). Для этих цирконов характерны широкие вариации содержания U (63—647 г/т), Th (27—669 г/т) и Th/U (0.07—1.0), большинство из них — темные незональные в КЛ или имеют пятнистую зональность.

СОДЕРЖАНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЦИРКОНЕ

Разновозрастные архейские цирконы характеризуются однотипным фракционированным распределением лантаноидов с ростом концентраций от La к Lu, отчетливым Се максимумом и Eu минимумом (табл. 2, рис. 7, *a-г*). Независимо от возраста детритовые ядра циркона имеют высокие концентрации Y (790—2800 и 840—2800 г/т, для обр. 16—13 и 14—13 соответственно) и Yb (244—1079 и 311—1034 г/т), высокое (Lu/Gd)_n отношение (13-42 и 25-45), которые отвечают параметрам для циркона магматического генезиса [Hoskin, Schaltegger, 2003]. По величине Th/U (0.23—0.78) исследованные ядра также отвечают диапазону значений для магматических цирконов. Исключением являются два проанализированных ядра циркона в обр. 14-13 (т. 4.1 и 8.2) с возрастом ~2.5 млрд лет (см. табл. 2), для которых установлены слабопониженные содержания Y (653—941 г/т), Yb (161—322 г/т), (Lu/Gd)_n (12—28) и Th/U (0.18—0.22), а также обеднение Ti (8—13 г/т) в сравнении с другими ядрами (Ti = 13—41 г/т). Аналогично пониженное содержание Y (375 г/т), Yb (134 г/т), Ti (13.4 г/т) имеет наиболее древнее (3.7 млрд лет) ядро циркона в обр. 16-14, которое обеднено также Th (19 г/т).

По содержанию редких элементов и их отношениям от детритовых ядер отличаются палеопротерозойские метаморфические цирконы, которые резко обеднены Y (54—121 г/т), Yb (6.8—13.2 г/т), имеют пониженное содержание Th (18—60 г/т), аномально низкое (Lu/Gd)_n (0.5—1.0) и пониженное Th/U (0.07—0.17) (рис. 7, *a*, *z*). По указанным параметрам палеопротерозойские зерна соответствуют метаморфическим цирконам, образующимся в равновесии с гранатом — концентратором Y и тяжелых P3Э и, вероятно, монацитом, обогащенным Th. В этой связи пониженные концентрации Y, Yb, Th и величины (Lu/Gd)_n и Th/U в ядрах циркона с возрастом ~2.5 и 3.7 млрд лет могут отражать их изменение при метаморфизме.

Температуры образования детритовых ядер циркона рассчитаны по термометру [Ferry, Watson, 2007], поскольку рутил характерен только для метаморфического парагенезиса, вероятное наличие ильменита в породах, подвергавшихся эрозии, позволяет принять α TiO₂, равную 0.8. Рассчитанные температуры находятся в диапазоне 748—926 °С и отвечают температурам кристаллизации расплавов среднекислого состава, что не противоречит предположению об исходно магматическом происхождении детритовых ядер циркона. Минимальные температуры (748—793 °С) получены для цирконов с возрастом ~2.5 млрд лет, которые имеют геохимические признаки преобразования при метаморфизме. Температуры образования палеопротерозойских метаморфических цирконов, рассчитанные по термометру [Watson et al., 2006], составляют 804—844 °С.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Оценка времени осадконакопления. В пользу образования осадочных протолитов в архее свидетельствуют минимальная величина модельного Nd возраста — 3.1 млрд лет и доминирование в парагнейсах архейских детритовых цирконов с возрастом ~3.2 и 3.0 млрд лет. За исключением метаморфической генерации (~1.86 млрд лет) только для трех точек получен палеопротерозойский возраст 2.1, 2.3 и 2.37 млрд лет с дискордантностью 4—9 %. Поскольку все они соответствуют темным и незональным в КЛ ядрам или оболочкам (см. рис. 2, т. 14-13.13.2), изотопная система которых, вероятно, была нару-

	Образец 16-13														
Компонент	5.1	9.1*	1.1	23.1	1	1.1*		.1	20.1		3.	1*	7.1*	2.1*	4.1
	(3718)	(3572)	(3233) (328-	4) (3)09)	(300)8)	(30	024)	(30	21)	(3098)	(2986)	(1865)
La	0.1	0.5	1.5	0.04	4 (0.1		3	(0.1		.1	0.2	0.1	0.1
Ce	6.0 35.0		16.3	19.5	5 2	23.2		.3	3	2.6	50).8	62.2	18.1	23.0
Pr	0.1 0.4		1.3	0.1	(0.4		7	(0.1	0	.3	0.5	0.1	0.3
Nd	0.8	3.6	8.7	0.9	4	.7	8.	9	1	1.7	4	.0	7.0	1.4	5.0
Sm	1.7	6.8	6.9	1.8	8	.8	12	.5	4	4.5	8	.4	11.6	2.8	7.6
Eu	0.5	0.5	0.4	0.4	(.9	2.	2.7		0.8	0	.5	2.3	0.3	3.2
Gd	8.4	45.8	14.9	9.3	4	1.2	58	.6	2	6.3	48	3.5	44.6	14.9	17.7
Dy	30.9	200	43.4	43.0) 1	46	22	6	1	.07	23	30	136	65	19.3
Er	66.4	426	110	115	2	83	47	0	2	241	5'	75	283	144	9.0
Yb	134	687	260	270) 4	46	88	3	4	65	10	79	549	244	8.0
Lu	22.8	108	48.6	48.3	3 6	8.0	14	4	7	7.9	1′	74	93.1	38.1	1.3
Y	375	2329	677	620	1	551	283	30	14	419	31	89	1677	788	104
Th	19	182	128	140		70	30	1	1	22	34	41	288	35	18
U	63	476	550	333	1	70	38	5	2	29	70	63	676	119	212
Hf	6845	9327	8081	958	0 6	534	680)8	8	891	85	35	7636	7118	9697
Ti	13.4	27.1	21.0	17.4	4 1	5.2	25	.3	1	6.0	25	5.3	17.2	14.0	24.4
$(Lu/Gd)_n$	21.9	18.9	26.2	41.8	41.8 1		19	.8	2	3.9	28	3.9	16.8	20.6	0.6
Eu/Eu*	0.44	0.09	0.13	0.28	3 0	15	0.3	1	0.24		0.	07	0.31	0.15	0.85
Ce/Ce*	22.2	2.2 19.3		96.7	7 3	1.0	15	.4	9	98.9		1.9	51.5	57.6	34.7
Lu/Hf	0.0033	0.0033 0.0116		0 0.005	0 0.0102		0.0212		0.0088		0.0	204	0.0122	0.0054	0.0001
Th/U	0.31 0.38		0.23	0.42	2 0	41	0.7	8	0.53		0.	45	0.43	0.29	0.08
<i>T</i> , °C	796	875	845	825	8	10	86	7	8	815		67	823	801	826 ^m
						(Эбразе	ц 14-	13						1
Компонент	2.1	22.1	33.1	20.1	30.1		8.1	4.	1	8.2		1.1	3.1	11.1	12.1
	(3195)	(3196)	(3157)	(3006)	(2878) (2	2870)	(252	29)	(246	9)	(1861)	(1861)	(1843)	(1841)
La	0.6	0.1 0.1		0.1	0.1		0.1		0.1		0.06		0.12	0.12	0.05
Ce	31.4	27.9	16.3	18.4	23.6		25.3	6.	.7 6.5		17.0		28.2	20.8	18.6
Pr	0.5	0.2	0.1	0.2	0.2		0.2		0.1		0.1 0		0.6	0.3	0.4
Nd	4.1	3.3	1.0	3.7	1.8		3.2	1.	0	1.0		4.1	8.5	3.8	7.1
Sm	6.1	4.8	2.1	8.7	3.3		6.9	2.	6	2.7		6.6	9.9	5.1	9.9
Eu	1.1	1.4	.4 0.4 1.9 0.8		0.8	0.2		0.	0.2 0.		2 1.2		2.5	1.2	2.5
Gd	35.1	19.2	11.9 54.7 17.		17.4	7.4 47.4		15.7		16.6		13.5	19.0	8.6	18.5
Dy	163	65.4	4 59.3 259		74.0	74.0		73	.1 57.6		5 13.1		20.9	9.0	13.7
Er	394 147		158	585	186		498	16	5	93.3	3	8.5	13.2	6.4	6.8
Yb	714	311	372	1034	414		850	32	3	161		9.5	13.2	9.6	6.8
Lu	117	54.1	66.6	171	66.0		133	55	.5	25.1	1	1.5	2.3	1.1	1.1
Y	2158	842	856	3166	1052	2	2801	94	1	653	3	76	121	54	69.8
Th	254	102	111	81	594		188	10	5	112	2	32	60	39	47.8
U	468	168	327	132	872		488	48	4	612	2	440	383	231	361.0
Hf	8426	7955	8315	8998	7554	9	9497	103	28	1104	10	8438	12378	9463	11574
Ti	40.7	14.3	20.9	31.7	31.2	:	24.0	8.	2	13.0)	20.3	26.0	19.6	29.0
$(Lu/Gd)_n$	26.8	22.7	45.0	25.2	30.6		22.6	28	.4	12.1	1	0.9	1.0	1.0	0.5
Eu/Eu*	0.23	0.45	0.24	0.27	0.32		0.03	0.1	0	0.09	9	0.40	0.57	0.56	0.57
Ce/Ce*	14.4	43.7	49.4	34.9	48.5		39.0	23	.9	15.0)	30.4	26.4	27.6	31.8
Lu/Hf	0.0139	0.0068	0.0080	0.0190	0.0087	0.	.0140	0.00)54	0.002	23	0.0002	0.0002	0.0001	0.0001
Th/U	0.54	0.61	0.34	0.61	0.68		0.39	0.2	22	0.18	8	0.07	0.16	0.17	0.13
<i>T</i> , °C	926 804 845 894 892			861	74	8	793	3	807 ^m	832 ^m	804 ^m	844 ^m			

Содержание редких элементов (г/т) в цирконах из парагнейсов северо-западной части Иркутного блока

Таблица 2.

Примечание. В скобках — возраст, млн лет. Eu/Eu* = Eu_n/ $\sqrt{(Sm_n \times Gd_n)}$, Ce/Ce* = Ce_n/ $\sqrt{(La_n \times Pr_n)}$, *n* — отношение, нормированное по хондриту [Boynton, 1984]. Температуры рассчитаны по термометру [Ferry, Watson, 2007] (детритовые ядра) и [Watson et al., 2006] (^m — метаморфические цирконы).



Рис. 7. Распределение РЗЭ для цирконов из парагнейсов и мезоархейского ортогранулита.

a, б — обр. 16-13; *в*, *е* — обр. 14-13, штриховыми линиями показаны спектры РЗЭ палеопротерозойских метаморфических цирконов; *д*, *е* — цирконы из ортогранулита: *д* — магматические ядра циркона с возрастом 3.4—3.2 млрд лет, *е* — метаморфогенные оболочки с возрастом ~3.0—2.9 млрд лет, по [Туркина и др., 2011]. Номера точек соответствуют табл. 2. Нормировано по хондриту [Boynton, 1984].

шена, то, исходя из возраста других детритовых ядер циркона, не вызывает сомнения архейское время седиментации.

Попытаемся более точно ограничить время образования протолитов парагнейсов. Наряду с детритовыми ядрами, отвечающими наиболее молодому пику в распределении возрастов 3.02-2.95 млрд лет, парагнейсы содержат цирконы (12 точек) возрастного диапазона от ~2.6 до ~2.9 млрд лет с тремя слабовыраженными пиками, и в этой совокупности доминируют цирконы с дискордантными возрастами. Возрасты ядер цирконов с минимальной дискордантностью (*D*) 1—5 % находятся в диапазоне от 2.74 до 2.91 млрд лет, тогда как для остальных, имеющих D 10—17 %, их «реальный» возраст древнее рассчитанного по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb. Минимальные возрасты цирконов, имеющих $D \le 5$ %, позволяют ограничить

нижний предел отложения осадочных пород рубежом ~2.74 млрд лет. Поскольку минимальный возраст детритовых ядер (~2.74 млрд лет) древнее, чем возраст магматических цирконов из доминирующих мафических и среднекислых гранулитов в Иркутном (2.7—2.66 млрд лет) и Китойском (~2.6 млрд лет) блоках [Poller et al., 2005; Сальникова и др., 2007; Turkina et al., 2012], то седиментация предшествовала неоархейскому этапу магматизма, которому отвечает образование протолитов ортогранулитов.

Особо следует остановиться на пяти темных и лишенных зональности в КЛ ядрах цирконов из парагнейсов с возрастом ~2.5 млрд лет. Обнаружение темной и незональной в КЛ оболочки с возрастом 2469±10 млн лет на детритовом ядре (2870±8 млн лет) (см. рис. 2, т. 14-13.8.2) свидетельствует в пользу образования оболочки и преобразования ядра при метаморфизме на границе неоархей—палеопротерозой. В пользу такой интерпретации свидетельствуют и пониженное содержание тяжелых РЗЭ и У для ядер циркона с возрастом ~2.5 млрд лет как следствие их перекристаллизации с обеднением этими элементами-примесями при метаморфизме. Метаморфизм этого этапа, как отмечалось ранее, фиксируется по результатам датирования циркона, монацита и породообразующих минералов в гранулитах как Китойского, так и Иркутного блоков.

Можно допустить, что цирконы с возрастом ~2.5 млрд лет испытали метаморфизм не в составе парагнейсов, а еще в источнике детритового материала, но этому противоречат особенности редкоэлементного состава парагнейсов. Как отмечалось ранее, пониженное содержание Th и слабый Eu минимум свидетельствуют о том, что формирование исходных осадочных пород предшествовало процессам внутрикорового плавления и образования кислых магматических пород калиевого ряда, которые имели место в гранулитогнейсовых блоках в позднем неоархее. Именно по вышеуказанным геохимическим характеристикам парагнейсы северо-западной части Иркутного блока и Китойского резко отличаются от их аналогов на юго-востоке Иркутного блока, протолиты которых формировались в палеопротерозое после неоархейского этапа метаморфизма и гранитообразования.

Более отчетливо в исследованных парагнейсах проявлен рост циркона при палеопротерозойском метаморфизме. Морфология и особенности состава многоплоскостных кристаллов циркона с резким обеднением тяжелыми РЗЭ и Y ((Lu/Gd)_n = 0.5—1.0) указывают на его образование одновременно с гранатом на рубеже 1.86 млрд лет в равновесии с минеральной ассоциацией, для которой пиковые параметры метаморфизма оцениваются T = 850—870 °C при $P \ge 7$ кбар [Сухоруков, Туркина, 2015], а температуры образования циркона 804—844 °C.

Источники сноса детритовых цирконов. Предваряя анализ вероятных источников сноса детритовых цирконов, напомним, что для архейских ядер древнее 2.74 млрд лет распределение РЗЭ с отчетливым обогащением тяжелыми лантаноидами и высокими концентрациями Y соответствует цирконам магматического происхождения. Следовательно, источниками сноса служили магматические породы, не испытавшие высокотемпературного метаморфизма или сохранившие магматические ядра циркона и представленные, судя по оценкам температур кристаллизации циркона (748—926 °C), разностями среднего и кислого состава.

Для детритовых ядер циркона с возрастом ~3.2 млрд лет источниками могли служить мезоархейские ортопироксен-биотитовые и двупироксеновые ортогранулиты, встречающиеся на современном эрозионном срезе в виде реликтов среди неоархейских пород как в Иркутном, так и в Китойском блоке. В этих породах наиболее древние ядра циркона, унаследованные от их магматического протолита, имеют возраст в диапазоне 3.40—3.16 млрд лет [Poller et al., 2005; Туркина и др., 2011], и по характеру распределения РЗЭ они соответствуют цирконам, кристаллизующимся из расплава [Туркина и др., 2011]. Доминирующая в ортогранулитах генерация циркона с возрастом ~3.04 млрд лет в отличие от близких по возрасту детритовых ядер в парагнейсах представлена оболочками, кристаллами с секториальной зональностью и темными незональными в КЛ ядрами, для которых по совокупности признаков, таких как варьирующая степень обеднения легкими и тяжелыми РЗЭ в сравнении с более древними ядрами (рис. 7, д, е), обоснованы рост/перекристаллизация в результате мезоархейского высокотемпературного метаморфизма [Туркина и др., 2011]. Одновременно с мезоархейским метаморфизмом, вероятно, происходило и формирование магматических пород среднекислого состава, которые в последующем послужили источниками детритовых цирконов с возрастом ~3.0 млрд лет, в обилии встречающихся в парагнейсах. Таким образом, в области эрозии при формировании осадочных протолитов для парагнейсов северо-западной части Иркутного блока преобладали мезоархейские магматические породы с возрастом ~3.0 и 3.2 млрд лет, наиболее близкими аналогами последних являются древние ортогранулиты Иркутного и Китойского блоков.

Обнаружение в парагнейсах единичных зерен эо- и палеоархейских детритовых цирконов, в том числе испытавших частичную потерю Pb, дает первое прямое свидетельство наличия древнейшей коры (до 3.7 млрд лет) в составе гранулитогнейсовых блоков и юго-западной части Сибирского кратона в целом.

Наиболее сложно судить об источниках детритовых цирконов с возрастным диапазоном 2.90—2.74 млрд лет, близкие по времени образования магматические или метаморфические породы в Иркутном и Китойском блоках не обнаружены. Цирконы с возрастом ~2.8 и 2.7 млрд лет доминируют в метаморфизованных терригенных породах (парагнейсах и кристаллических сланцах) Булунского и Онотского гранит-зеленокаменных блоков Шарыжалгайского выступа, что предполагает наличие соответствующих магматических источников в этих коровых сегментах. К сожалению, до сих пор не установлено геологических и изотопно-геохронологических свидетельств амальгамации гранит-зеленокаменных и гранулитогнейсовых блоков в единую структуру Шарыжалгайского выступа до палеопротерозойского времени (1.88—1.85 млрд лет). Следовательно, вопрос о вероятных источниках детритовых цирконов с возрастом 2.90—2.74 млрд лет в парагнейсах Иркутного блока остается открытым.

Рубежи магматических/метаморфических событий и формирование донеоархейской коры. Цирконы в парагнейсах и гиперстен-биотитовом ортогранулите с возрастом ~3.5 и 3.4—3.2 млрд лет, судя по характеру их зональности и распределению РЗЭ, кристаллизовались из расплава, что позволяет говорить о наличии магматических пород палеоархейского возраста в Иркутном блоке. В пользу существования палеоархейской коры в Иркутном блоке свидетельствуют и изотопные параметры магматических и метаморфических цирконов из ортогранулитов с возрастным диапазоном от 3.3 до 3.0 млрд лет, которые характеризуются $T_{\rm H}^{\rm C}$ DM) = 3.4—3.6 млрд лет (неопубликованные данные авторов), что указывает на их образование в результате переплавления более древнего корового субстрата.

Первая находка циркона с возрастом 3.7 млрд лет свидетельствует и о наличии эоархейских пород в этом регионе. Отметим, что ранее были получены только косвенные изотопные данные о том, что начало формирования коры Шарыжалгайского выступа относится к эоархею. К их числу относятся модельный Hf возраст магматических цирконов из палеоархейских (3.4 млрд лет) плагиогнейсов в Онотском гранит-зеленокаменном блоке — $T_{\rm Hf}^{\rm C}({\rm DM})$ до 3.7—3.8 млрд лет [Туркина и др., 2013], а также детритовых цирконов из неоархейских гранат-ставролитовых сланцев этого блока — $T_{\rm Hf}^{\rm C}({\rm DM})$ до 3.7—4.0 млрд лет [Туркина и др., 2014].

Многочисленные цирконы мезоархейского возраста имеют различный генезис и представлен как детритовыми зернами исходно магматического происхождения в парагнейсах, так и метаморфической генерацией в гиперстен-биотитовом ортогранулите, что указывает на проявление близких по времени магматических и метаморфических событий на рубеже ~3.0 млрд лет. Вся совокупность изотопно-геохронологических данных для пород гранулитогнейсовых блоков Шарыжалгайского выступа предполагает следующую последовательность геологических событий: ~3.7 млрд лет — начало формирования коры, ~3.4—3.2 млрд лет — среднекислый магматизм, включая переплавление более ранней коры; ~3.0 млрд лет — субсинхронные магматический и метаморфический процессы и дифференциация континентальной коры. Таким образом, весь цикл от начала формирования коры до ее дифференциации и превращения в кору континентального типа произошел в диапазоне от 3.7 до 3.0 млрд лет и завершился к середине мезоархея.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые для гранулитогнейсовых блоков Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона) обоснован архейский этап осадконакопления. Высокоглиноземистые ортопироксен-кордиеритгранат-биотитовые парагнейсы содержат детритовые цирконы с возрастным диапазоном от 3.70 до 2.74 млрд лет, которые по характеру распределения РЗЭ соответствуют цирконам магматического происхождения. Палеопротерозойские (~1.86 млрд лет) метаморфические цирконы их парагнейсов резко обеднены тяжелыми РЗЭ и Y вследствие их образования одновременно с гранатом, геохимические признаки преобразования при метаморфизме обнаруживают и цирконы с возрастом ~2.5 млрд лет. Редкость детритовых цирконов моложе 2.74 млрд лет и дискордантность их возрастов свидетельствуют о том, что накопление терригенных осадочных пород, служивших протолитами парагнейсов, предшествовало формированию широко распространенных в гранулитогнейсовых блоках неоархейских (~2.7—2.6 млрд лет) магматических ассоциаций, представленных гранулитами основного и среднекислого состава. Метаморфизм парагнейсов произошел на рубеже неоархей—палеопротерозой и в позднем палеопротерозое.

Источниками детритовых цирконов в парагнейсах служили преимущественно породы мезоархея. В качестве вероятных источников сноса предполагаются магматические протолиты ортогранулитов, встречающиеся на современном эрозионном срезе в виде реликтов среди доминирующих неоархейских пород как в Иркутном, так и в Китойском блоке, и магматические породы среднекислого состава. Обнаружение в парагнейсах единичных зерен эо- и палеоархейских детритовых цирконов, в том числе испытавших частичную потерю Pb, дает первое прямое свидетельство наличия древнейшей коры (до 3.7 млрд лет) в составе гранулитогнейсовых блоков. Дополнительными свидетельствами начала формирования коры Шарыжалгайского выступа в эоархее служат величины модельного Hf возраста —

 $T_{\rm Hf}^{\rm C}({\rm DM})$ до 3.7—4.0 млрд лет для магматических и детритовых цирконов из архейских пород Онотского блока.

Совокупность изотопно-геохронологических данных для ортогранулитов и парагнейсов предполагает следующую последовательность геологических событий для гранулитогнейсовых блоков: ~3.7 млрд лет — начало формирования коры; ~3.4—3.2 млрд лет — среднекислый магматизм, включая рециклинг более ранней коры; ~3.0 млрд лет — субсинхронные магматический и метаморфический процессы и дифференциация континентальной коры. Таким образом, весь цикл от начала формирования коры до ее дифференциации и превращения в кору континентального типа произошел в диапазоне от 3.7 до 3.0 млрд лет.

Авторы признательны С.Г. Симакину и Е.В. Потапову (ЯФ ФТИ РАН), выполнившим анализ редкоэлементного состава циркона. Благодарим рецензентов д.г-м.н. О.М. Розена и д.г-м.н. Н.Н. Крука за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению работы.

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

ЛИТЕРАТУРА

Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М., Наука, 1989, 179 с.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Толмачева Е.В., Ван К.Л., Чун С.Л. Палеопротерозойский возраст протолитов метаосадочных пород сутамской толщи Алданского гранулито-гнейсового мегакомплекса (Становой структурный шов) // ДАН, 2015, т. 463, № 4, с. 438—442.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В., Яковлева С.З. Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов Китойского комплекса (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (11), с. 1139—1150.

Глебовицкий В.А., Левченков О.А., Левицкий В.И., Ризванова Н.Г., Левский Л.К., Богомолов Е.С., Левицкий И.В. Возрастные рубежи проявления метаморфизма на Китойском силлиманитовом месторождении (юго-восточное Присаянье) // ДАН, 2011, т. 436, № 3, с. 351—355.

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.

Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Левицкий И.В., Котов А.Б., Бараш И.Г., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Возраст и происхождение Китойского месторождения силлиманитовых сланцев (Восточная Сибирь) // ДАН, 2010, т. 431, № 3, с. 386—391.

Левченков О.А., Левицкий В.И., Ризванова Н.Г., Ковач В.П., Сергеева Н.А., Левский Л.К. Возраст пород Иркутного блока Присаянского выступа фундамента Сибирской платформы: датирование минералов метаморфических пород // Петрология, 2012, т. 20, № 1, с. 95—101.

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

Ризванова Н.Г., Левицкий В.И., Богомолов Е.С., Сергеева Н.А., Гусева В.Ф., Васильева И.М., Левский Л.К. Геохронология метаморфических процессов (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов (материалы конференции). М., ИГЕМ РАН, 2012, с. 304—306.

Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К., Бибикова Е.В., Злобин В.Л. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных 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 Иркутного блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007, т. 15, № 4, с. 3—19.

Сухоруков В.П., Туркина О.М. *Р-Т* эволюция и возраст метаморфизма глиноземистых гнейсов Иркутного блока (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2015, с. 234—235.

Туркина О.М., Урманцева Л.Н. Метатерригенные породы Иркутного гранулитогнейсового блока как индикаторы эволюции раннедокембрийской коры // Литология и полезная ископаемые, 2009, № 1, с. 49—64. **Туркина О.М., Сухоруков В.П.** Раннедокембрийские высокометаморфизованные терригенные породы гранулитогнейсовых блоков Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (6), с. 1116—1130.

Туркина О.М., Сухоруков В.П. Состав и происхождение граната в породах палеопротерозойского мигматит-гнейсового комплекса (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2017, т. 58(6), с. 834—855.

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 Иркутного блока (Шарыжалгайский выступ): свидетельство неоархейских 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 Иркутного 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 Иркутном гранулитогнейсовом блоке (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 122—137.

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 Онотского зеленокаменного пояса (Шарыжалгайский выступ, юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (11), с. 1581—1597.

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Сухоруков В.П. Изотопный Lu-Hf состав детритового циркона из парагнейсов Шарыжалгайского выступа: свидетельства роста коры в палеопротерозое // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (7), с. 1292—1307.

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

Урманцева Л.Н., Туркина О.М., Капитонов И.Н. Состав и происхождение протолитов палеопротерозойских кальцифиров Иркутного блока (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (12), с. 1681—1697.

Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R., Hopgood 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.

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

Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. Atlas of zircon textures // Zircon / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. Rev. Mineral. Geochem. Mineralogical Society of America. Washington, D.C., 2003, v. 53, p. 469–500.

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

Ferry J.M., Watson E.B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // Contr. Miner. Petrol., 2007, v. 154, p. 429–437.

Hoskin P.W.O., Schalteger 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.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 1999, № 1, 46 p.

Ludwig K.R. SQUID 1.00, A user's manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2000, № 2, 19 p.

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 // Precambrian Res., 2005, v. 136, p. 353—368.

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

Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Karpuzov A.F., Mansfeldt T. Early Proterozoic U-Pb zircon ages from basement gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // Int. J. Geosci., 2012, v. 3, № 2, p. 289—296.

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, Sharyzhal-gay Uplift: implications for the Neoarchaean evolution of the Siberian Craton // Gondwana Res., 2012, v. 21, p. 801—817.

Urmantseva L.N., Turkina O.M., Larionov A.N. Metasedimentary rocks of the Angara-Kan granulitegneiss 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.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contr. Miner. Petrol., 2006, v. 151, p. 413–433.

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

Рекомендована к печати 6 июля 2016 г. А.Э. Изохом Поступила в редакцию 5 апреля 2016 г.