

Геологическая интерпретация U-Pb-Hf данных по обломочным цирконам на примере складчатого обрамления Сибирского кратона

Прияткина Н.С.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, nadezhda.priyatkina@gmail.com

Аннотация. На примере окраин Сибирского кратона обсуждаются пути и проблемы интерпретации статистически значимого набора U-Pb-Hf изотопных данных по обломочным цирконам. Несомненно, самые молодые зерна циркона в осадочных отложениях могут указывать на максимальный возраст осадконакопления осадочных отложений, что важно для стратиграфии. Кроме этого, в настоящее время анализ популяций обломочных цирконов используется как для определения областей источников сноса для осадочных бассейнов, так и для изотопно-геохронологической характеристики крупных фрагментов континентальной коры. Первый тип задач с учетом данных о палеотечениях и сравнения спектров распределения возрастов обломочных цирконов с базами данных возрастов магматических и метаморфических образований предполагаемых питающих провинций. Второй тип задач подразумевает изучение популяций обломочных цирконов в отложениях с заведомо известными источниками сноса в целях выявления полной летописи магматических и метаморфических событий на исследуемой территории. Изотопный состав Hf является важным маркером генезиса цирконов. Изотопный состав Hf в обломочных цирконах может быть сопоставлен с Nd составом магматических комплексов-источников сноса, становясь дополнительным параметром для корреляции источников сноса и осадочных отложений. Так, например, циркон из молассовых отложений Енисейского кряжа по своим изотопным характеристикам близок к циркону из гранитоидов Енисейского кряжа, сформировавшихся в ходе аккреционно-коллизонных событий в неопротерозое. Кроме того, изотопный состав Hf может служить дополнительным параметром, помимо возраста, для сравнения популяций обломочных цирконов в целях тестирования суперконтинентальных реконструкций. Наконец, анализ статистически значимых массивов U-Pb-Hf данных позволяет фиксировать этапы мобилизации различных источников плавления первоначальных магм. Важным ограничением при интерпретации данных является использование модельных возрастов.

Ключевые слова: циркон, докембрий, U-Pb датирование, изотопы Hf, Сибирь.

Geological interpretation of U-Pb-Hf detrital zircon data on the example of folded framing of the Siberian craton

Priyatkina N.S.

Institute of the Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint-Petersburg, nadezhda.priyatkina@gmail.com

Abstract. Using the Siberian craton margins as an example, ways and problems of interpreting a statistically significant set of U-Pb-Hf isotope detrital zircon data are discussed. Undoubtedly, the youngest zircon grains in sedimentary deposits may indicate the maximum depositional age of sedimentary deposits, which is important for stratigraphy. In addition, the analysis of detrital zircon populations is currently used both to determine the source areas for sedimentary basins and to characterize large fragments of the continental crust isotopically and geochronologically. The first type of problems takes into account data on palaeocurrents and compares the age distribution spectra of clastic zircons with databases of ages of igneous and metamorphic formations of the supposed source provinces. The second type of tasks involves the study of detrital zircon populations in deposits with obviously known provenances in order to reveal a complete record of igneous and metamorphic events in the study area. The isotopic composition of Hf is an important marker of the genesis of zircon-bearing magmas. The Hf isotope composition in detrital zircons can be correlated with the Nd composition of source igneous complexes, serving as an additional parameter for correlating provenances and sedimentary deposits. Thus, for example, zircon from molasse deposits of the Yenisei Ridge is close in its isotope characteristics to zircon from granitoids of the Yenisei Ridge formed during accretion-collision events in the Neoproterozoic. Furthermore, the Hf isotope composition can serve as an additional parameter in addition to age for comparing detrital zircon populations, which can be used to construct supercontinental reconstructions. Finally, the analysis of statistically significant U-Pb-Hf data arrays makes it possible to fix the stages of mobilization of various sources during melting of the initial magma. An important limitation in data interpretation is the use of model ages.

Keywords: zircon, Precambrian, U-Pb age, Hf isotopes, Siberia.

Введение

Важным инструментом для расшифровки эволюции осадочных бассейнов и фрагментов континентальной коры разного масштаба является U-Pb геохронология, совмещенная с изучением изотопов Hf в обломочных цирконах. В то же время, геологическая интерпретация U-Pb-Hf и Sm-Nd изотопных данных не всегда однозначна и должна учитывать целый ряд ограничений, чему посвящен ряд работ (Arndt and Goldstein, 1987; Payne et al., 2016; Roberts and Spencer, 2015).

В магматических породах изотопный состав Hf в цирконах, в отличие от валового анализа Nd, как правило позволяет более детально охарактеризовать состав смешанных компонентов магмы, а главное, зафиксировать сам факт присутствия смешанного источника (например, Griffin et al., 2002).

Сегодня геохронологические исследования обломочных цирконов направлены, в основном, на решение двух типов задач (помимо стратиграфической задачи – определения максимального возраста осадконакопления): (1) установление источника сноса конкретных осадочных бассейнов, (2) характеристика участков погребенной коры на основе изучения продуктов ее размыва (например, Abati et al., 2012). Каждая из задач подразумевает использование определенной методики. В первом случае интерпретация данных проводится с учетом данных о палеотечениях и сравнения спектров распределения возрастов обломочных цирконов с базами данных возрастов магматических и метаморфических образований предполагаемых питающих провинций. При решении этой задачи данные об изотопном составе Hf в цирконе могут служить ценным дополнительным параметром для сопоставления отложений с предполагаемым источником сноса. В случае отсутствия сведений об изотопном составе Hf в комплексах питающей провинции, допустимо совместить данные по ϵNd (T) и ϵHf (T), используя пересчет по формуле $\epsilon\text{Hf} = 1.36\epsilon\text{Nd} + 2.95$ (Vervoort et al., 1999). Во втором случае, анализируются отложения с заведомо известным источником сноса – например, молассы. Цель таких исследований, как правило, состоит в том, чтобы определить полные временные интервалы магматических или метаморфических событий в конкретном регионе, устанавливаемые *in situ*, как правило, лишь фрагментарно. Стоит учитывать, однако, что и цирконовая летопись не может считаться абсолютно полной, поскольку цирконы кристаллизуются не во всех типах магм (например, Belousova et al., 2002), а также не во всех тектонических обстановках цирконы одинаково успешно сохраняются (например, Sawood et al., 2013).

Осадочный чехол, перекрывающий архейские и палеопротерозойские комплексы западной части Сибирского кратона, подразделяется на два основных седиментационных цикла, разделенных крупным вендским несогласием, формирование которого связывается с надвиганием неопротерозойского орогена на окраину Сибирского кратона (Верниковский и др., 2009). Основными задачами исследования стали следующие: 1) выявление возраста обломочного материала, характеризующего западную часть фундамента Сибирского кратона, 2) характеристика возраста и изотопного состава неопротерозойского складчатого сооружения. Для решения первой задачи были проанализированы песчаники ниже поверхности несогласия, принадлежащие каменской и нижнетунгусикской сериям Туруханского поднятия, а также сухопитской серии Енисейского кряжа (Priyatkina et al., 2016) и карагасской серии Бирюсинского Присяянья (Priyatkina et al., 2018). Характеристика возраста и изотопного состава неопротерозойского складчатого сооружения была произведена на основании анализа обломочных цирконов из венд-кембрийских песчаников, залегающих выше поверхности главного несогласия и принадлежащих оселковой серии и мотской свите Присяянского прогиба, и тасеевской серии Тасеевского прогиба Енисейского кряжа (Priyatkina et al., 2018).

Материалы и методы

Для исследований были использованы отполированные зерна циркона в шайбе, предварительно выделенные с помощью тяжелых жидкостей из образцов песчаника. U-Th-Pb изотопные анализы были выполнены в Университете Ньюкасла (Австралия) с использованием установки NWR UP-213 ND: YAG лазерной системы абляции, совмещенной с ICP-MS Agilent 7700x. Выбор области исследования диаметром кратера 25 и 40 мкм осуществлялся с использованием катодолюминесцентных изображений и микрофотографий цирконов в параллельных николях. Анализы от-

дельных зерен циркона с неизвестным возрастом чередовались с анализами стандартных цирконов GJ-1, MudTank и 91500. Калибровку измерений производили с использованием программы Iolite 2.5 по методике, описанной в работе Paton et al. (2010) с использованием стандарта GJ-1, возраст которого по отношению $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ оценивается как 608.5 ± 0.4 млн. лет (Jackson et al., 2004). Дополнительно была изучена Lu-Hf изотопная система в представительных некоторых датированных зернах их каждой пробы. Lu-Hf изотопная система может использоваться в качестве маркера истории химической дифференциации Земли вследствие фракционирования данных элементов в ходе магмагенерации. Благодаря высокому содержанию Hf в цирконе отношение Lu/Hf в нем неизменно очень низкое, обычно ~ 0.002 . Таким образом, кристаллизация циркона в любой геологической среде приводит к сильнейшему фракционированию Lu/Hf между цирконом и любыми другими соосажающимися фазами. Отношение $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в цирконе обычно составляет < 0.0005 , из чего следует, что отношение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в результате распада ^{176}Lu *insitu* меняется с пренебрежимо малыми скоростями. Таким образом, циркон эффективно сохраняет исходное соотношение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, обеспечивая устойчивую запись изотопного состава Hf исходной среды в момент кристаллизации. Таким образом, изотопный состав Hf в цирконе может использоваться в качестве геохимического индикатора происхождения вмещающей породы точно так же, как изотопы Nd, при этом известно, что изотопный состав Hf в цирконе практически не меняется посредством изотопного обмена с окружающим матриксом породы более бедным Hf, за исключением тех случаев, когда происходит рост новообразованных кристаллов или их оболочек в ходе метаморфического процесса.

Анализ изотопов Hf был выполнен в аналитическом центре (JCU Advanced Analytical Centre) Университета Джеймса Кука, Таунсвилл (Австралия), с использованием лазерной установки GeoLas 193-нм ArF и мультиколлекторного ICP MS Thermo Scientific Neptune. Гелий использовался в качестве газа-носителя для лазерной абляции. Диаметр области абляции составлял 44 мкм или 60 мкм при частоте лазерных импульсов 7 Гц или 6 Гц соответственно. Плотность потока энергии лазерного излучения составила 6 J/cm^2 , что соответствует скорости абляции около 0.5–1 мкм/с. Для изотопного анализа Hf были выбраны прозрачные цирконы без трещин и включений. Анализ изотопов Hf был выполнен как можно ближе к кратерам, оставшимся после U-Pb изотопного анализа и в пределах той же зоны роста, определяемой по фотоснимкам зерен в катодолюминесценции. Средние отношения изотопов были получены из 60-секундного периода абляции, включающего 60 циклов с временем интегрирования 1 с. В случае нестабильности сигнала, которая, как правило, была связана с прожиганием зерна циркона, для интегрирования отбирались только самые плоские, наиболее стабильные участки сигнала с временным разрешением (однако превышающие 30 с); это было сделано в автономном режиме с использованием программного обеспечения Microsoft Excel. Поправку на интерференцию Lu, Yb и ^{176}Hf проводили по методике (Woodhead and Hergt, 2005). Для Yb это включало мониторинг свободного от помех ^{171}Yb во время анализа, а затем расчет величины интерференции ^{176}Yb с использованием $^{176}\text{Yb}/^{171}\text{Yb} = 0.897145$ (Segal et al., 2003). Поправка на Lu была выполнена путем измерения ^{175}Lu и использования $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu} = 0.02655$ (Vervoort et al., 2004). Эталонный циркон Mud Tank многократно контролировался в течение каждого сеанса, и измеренное среднее значение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ MTZ всегда находилось в пределах допустимой ошибки. Для каждой аналитической сессии к измеренному отношению неизвестных $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ применялся уникальный нормировочный коэффициент (среднее измеренное значение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ Mud Tank / 0.282507). Эталонные цирконы с высоким содержанием Yb Темога 2 и циркон FC1 также неоднократно контролировались во время каждого сеанса. Для расчета значений $\epsilon\text{Hf}(t)$ были приняты хондритовые отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, равные 0.282785, и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, равные 0.0336 (Bouvier et al., 2008). Константа распада ^{176}Lu , используемая в расчетах, составляет 1.867×10^{-11} год $^{-1}$ (Söderlund et al., 2004).

Результаты и обсуждение

В песчаниках, отобранных ниже поверхности несогласия, наиболее распространены (1) цирконы с возрастом 2.65–2.55 млрд. лет в северо-западной части кратона и с возрастом 3.4–2.65 млрд. лет в юго-западной части кратона, а также (2) палеопротерозойские зерна с возрастом 1.9–1.85 млрд. лет.

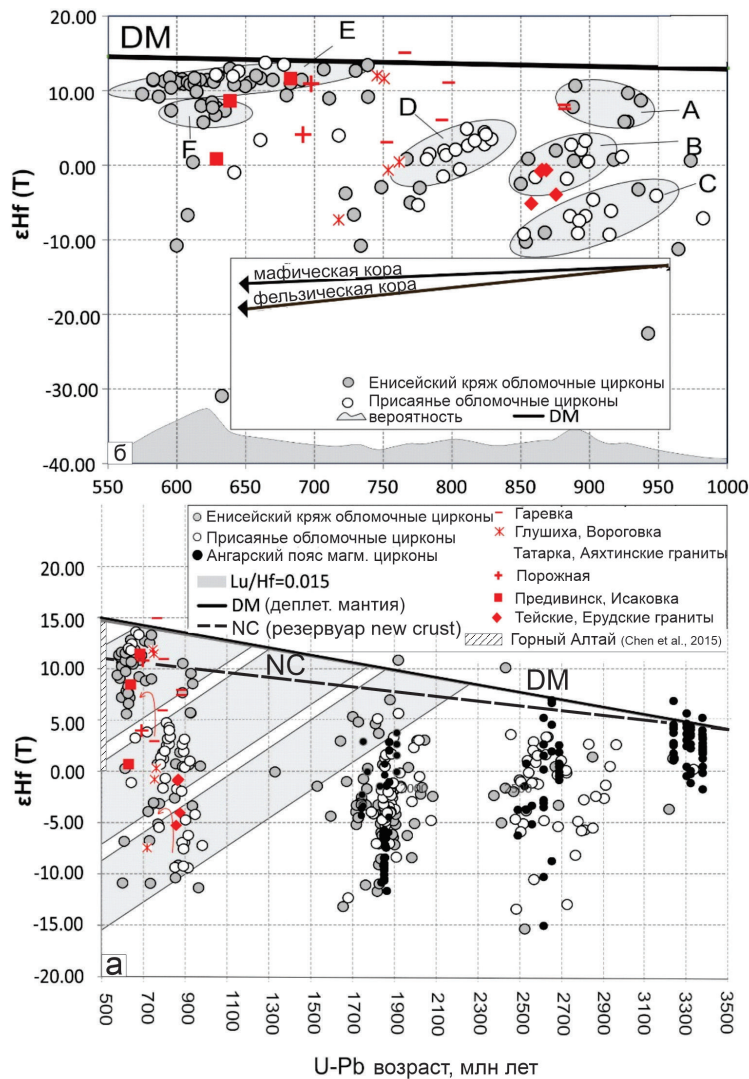


Рис. 1. Диаграмма U-Pb возраст – изотопный состав Hf для обломочных цирконов из осадочных пород неопротерозоя – кембрия западной окраины Сибирского кратона, в сравнении с изотопными характеристиками Ангарского складчато-надвигового пояса. Стрелки указывают тренды изменений изотопных характеристик Hf на отдельных этапах магматической активности.

Fig. 1. Fig. 1. U-Pb age plot vs. Hf isotope compositions for detrital zircons recovered from Neoproterozoic to Lower Cambrian sedimentary rocks of the western Siberian cratonic margin compared with an isotopic signature of the Angara fold-and-thrust belt. The arrows mark evolutionary trends of Hf isotope characteristics at different stages of magmatic activity.

Эти возрасты соответствуют опубликованным данным (например, Донская и др., 2014; Turkina et al, 2012) о возрасте древнейших магматических и метаморфических комплексов юго-западной части кратона, а также дают новую информацию о возрасте погребенных частей фундамента на северо-западе Сибирской платформы. В целом, для древнейших осадочных отложений Сибири характерна низкая плотность вероятности на мезопротерозойском интервале кривой плотности вероятности. Новые и компилятивные U-Pb-Hf данные по обломочным цирконам из локальных мезо- и неопротерозойских осадочных бассейнов характеризуют погребённую континентальную кору Сибирского кратона (Priyatkina et al., 2020). В осадочных бассейнах, расположенных вдоль северо-западной окраины Сибирского кратона (Туруханское поднятие, Енисейский кряж), накапливались цирконы с возрастaми 2.6–2.5 млрд. лет и $\epsilon\text{Hf (T)}$ от +3 до -7, 1.9–1.85 млрд. лет и $\epsilon\text{Hf (T)}$ от -10 до +10 (рис. 1). Возраст 2.55 млрд. лет пород фундамента в юго-западной части кратона подтверждён по данным геохронологического исследования керна скважин (Самсонов и др., 2021). В юго-западной части кратона (Присаянское поднятие) часто встречаются цирконы с возрастaми 1.9–1.85 млрд. лет и архейские цирконы с возрастaми 3.0–2.5 млрд. лет, в то время как в восточной части кратона распространены цирконы с возрастaми 2.15–1.95 млрд. лет и минимальным $\epsilon\text{Hf (T)}$ -25.

Также, локально, в южной части Енисейского кряжа в песчаниках сухопитской серии отмечаются экзотические зерна циркона с возрастaми в интервале 1.6–1.0 млрд. лет (Прияткина и др., 2019). Их происхождение связывается нами исключительно с магматическими комплексами кратона Лаврентия, северная часть которого соприкасалась в мезопротерозое и раннем неопротерозое с южной окраиной Сибирского кратона.

Изученные син- и посторогенные породы от неопротерозоя до раннего кембрия западной окраины Сибири сформировались за счёт размыва близко расположенных магматических и метаморфических источников, о чем свидетельствует присутствие обломков вулканических пород и незрелых текстур образцов горных пород. Цирконы характеризуются соотношением $Th / U > 0.07$, что указывает на магматическое происхождение (например, Hoskin and Schaltegger, 2003). Большинство зерен циркона также характеризуются осцилляторной зональностью, указывающей на их вероятное магматическое происхождение. Таким образом, образцы древних песчаников и обломочных цирконов в них могут быть использованы для характеристики составляющих земной коры Енисейского кряжа и Восточного Саяна.

Неопротерозойская часть кривой плотности вероятности содержит интервалы 1000–750 млн. лет и 750–550 млн. лет – ранне- и позднеопротерозойские максимумы, разделенные понижением плотности вероятности ~ 750 млн. лет. Раннеопротерозойский максимум может быть далее подразделен на два максимума 950–830 млн. лет и 830–750 млн. лет, также разделенные минимумом плотности вероятности.

В эдиакарских и раннекембрийских отложениях оселковой и усть-тагульской серий Присаянского прогиба преобладают популяции обломочного циркона с возрастными 3.0–2.5 млрд. лет, 2.2–1.8 млрд. лет и 0.95–0.65 млрд. лет, а в отложениях тасеевской серии распространены цирконы с возрастными 2.7–2.5 млрд. лет, 2.0–1.75 млрд. лет и 0.95–0.57 млрд. лет. Значения $\epsilon_{Hf}(T)$ от – 10 до + 14 для зерен циркона неопротерозойского возраста указывает на формирование родоначальных магм при смешении ювенильного и относительно древнего корового источников в обстановке островодужного магматизма (рис. 1).

Сравнение популяций обломочных цирконов, распространенных в песчаниках, сформировавшихся до надвигания неопротерозойских комплексов на западную окраину Сибирского кратона и после этого события, указывает на отсутствие признаков участия экзотического (не связанного с древним кратоном Сибирь) докембрийского фундамента в составе неопротерозойского обрамления западной части Сибирского кратона (Priyatkina et al., 2018). При этом общий тренд изменения изотопного состава Hf в неопротерозойских цирконах западной окраины Сибирской платформы в сторону более ювенильных значений соответствует таковым в современных аккреционных системах западно-Тихоокеанского типа (Collins et al., 2011), где островные дуги формируются на локальном, «автохтонном» континентальном основании верхней плиты.

Заключение

Развитие осадочных бассейнов Енисейского кряжа и Присаянского поднятия в значительной мере контролировалось тектоническими событиями, происходившими вдоль западной окраины Сибирского кратона. Как на юге Енисейского кряжа, так и в области Присаянского поднятия мезо- и неопротерозойские терригенные отложения образуют две осадочные последовательности, отделенные друг от друга позднеэдиакарским угловым несогласием. Hf изотопный состав цирконов из пород неопротерозойско-раннепалеозойского возраста западной окраины Сибирской платформы характеризуется в основном положительными значениями эpsilon от -10 до +15 (рис. 1), демонстрируя эволюционный тренд в сторону более высоких значений эpsilon гафния, что характерно для долгоживущих активных континентальных окраин Тихоокеанского типа. Это подтверждает существование в неопротерозое долгоживущей зоны субдукции вдоль западной окраины Сибирского кратона ранее показанной Д.В. Метелкиным (Метелкин и др., 2012). Геологические данные по западной окраине Сибири (например, Государственная... 2009, 2012) хорошо согласуются с этой концепцией. Западная окраина Сибирского кратона, вероятно, продолжала развиваться как аккреционный ороген на протяжении докембрия/палеозоя, поскольку фрагменты ювенильного неопротерозойского фундамента присутствуют в составе палеозойских комплексов дуг Алтае-Саянского складчатого пояса.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН FMUW-2021-0003. Автор выражает благодарность анонимному рецензенту за ценные замечания, способствовавшие улучшению статьи.

Литература

1. Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К. Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика. 2009. Т. 50(4). С. 502–519.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Лист О-46. Объяснительная записка (ред. Зуев В.К., Качевский Л.К. и др.). СПб. Изд-во: ВСЕГЕИ. 2009. 350 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист О47 – Братск. Объяснительная записка (ред. Кириченко В.Т., Зуев В.К., Перфилова О.Ю. и др.). СПб. Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2012. 470 с.
4. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д. Раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 7. С. 1028–1043.
5. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. 2012. № 7. С. 883–899.
6. Прияткина, Н.С., Кузнецов, Н.Б., Рудько, С.В., Шацилло, А.В., Худoley, А.К., Романюк, А.В. Маслов. Погорюйская свита протерозоя Енисейского кряжа: возраст и источники сноса по данным U-Pb-изотопного датирования обломочных цирконов // ДАН. 2019. Т. 484. С. 195–199.
7. Самсонов А.В., Постников А.В., Спиридонов В.А., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н., Травин А.В., Постникова О.В., Соловьева Н.В., Сабиров И.А., Спиридонов И.В. Неоархейские гранитоиды на западе Тунгусского супертеррейна, фундамент Сибирской платформы: геохронология, петрология, тектоническое значение // Петрология. 2021. Т. 29. № 5. С. 451–477.
8. Abati J., Aghzer A.M., Gerdes A., Ennih N. Insights on the crustal evolution of the West African Craton from Hf isotopes in detrital zircons from the Anti-Atlas belt // Prec. Res. 2012. V. 212–213. P. 263–274.
9. Arndt N., Goldstein S. Use and abuse of crust-formation ages // Geology. 1987. V. 15. P. 893–895.
10. Belousova E., Griffin W., O'Reilly S.Y., Fisher N. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Min. Pet. 2002. V. 143. P. 602–622.
11. Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. 2008. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. Earth and Planetary Science Letters. V. 273. P. 48–57.
12. Sawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B. The continental record and the generation of continental crust // GSA Bull. 2013. V. 125. P. 14–32.
13. Collins W.J., Belousova E.A., Kemp A.I.S., Murphy J.B. Two contrasting Phanerozoic orogenic systems revealed by hafnium isotope data // Nat. Geosci. 2011. V. 4. P. 333–337.
14. Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes // Lithos. 2002. V. 61. P. 237–269.
15. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chemical Geology. 2004. V. 211 (1–2). P. 47–69.
16. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar JM, Hoskin PWO, editor. Zircon. 2003. P. 27–62. (Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 53).
17. Paton C., Woodhead J.D., Hellstrom J.C. et al. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2010. V. 11. № 3. P. Q0AA06.
18. Payne J.L., McInerney D.J., Barovich K.M., Kirkland C.L., Pearson N.J., Hand M. Strengths and limitations of zircon Lu-Hf and O isotopes in modelling crustal growth. Lithos. 2016. P. 175–192.
19. Roberts, N.M.W., Spencer, C.J. The zircon archive of continent formation through time. 2015. Geol. Soc. Lon. Spec. Pub. 389. P. 197–225.
20. Priyatkina N., Khudoley A.K., Collins W.J., Kuznetsov N.B., Huang H.-Q. Detrital zircon record of Meso- and Neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian Craton: Characterizing buried crust of the basement. Prec. Res. 2016. V. 285. P. 21–38.
21. Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A.K., Letnikova E.F., Huang H.-Q. The Neoproterozoic evolution of the western Siberian Craton margin: U-Pb-Hf isotopic records of detrital zircons from the Yenisey Ridge and the Prisayan Uplift // Prec. Res. 2018. V. 305. P. 197–217.
22. Priyatkina N., Ernst R.E., Khudoley A.K. A preliminary reassessment of the Siberian cratonic basement with new U-Pb-Hf detrital zircon data. Precambrian Research. 2020. V. 340. P. 105645.

23. Segal I., Halicz L., Platzner I.T. Accurate isotope ratio measurements of ytterbium by multiple collection inductively coupled plasma mass spectrometry applying erbium and hafnium in an improved double external normalization procedure. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. 2003. V. 18. P. 1217–1223.
24. Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letters* 219. P. 311–324.
25. 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 // *Gondwana Res.* 2012. V. 21. P. 801–817.
26. Vervoort J.D., Patchett P.J., Blichert-Toft J., Albarède F. Relationships between Lu–Hf and Sm–Nd isotopic systems in the global sedimentary system // *Earth and Planetary Science Letters*. 1999. V. 168. P. 79–99.
27. Vervoort J. D., Patchett P. J., Söderlund U. and Baker M. Isotopic composition of Yb and the determination of Lu concentrations and Lu/Hf ratios by isotope dilution using MC-ICPMS // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2004. V. 5. P. 1–15.
28. Woodhead J.D., Hergt J.M. 2005. A preliminary appraisal of seven natural zircon reference materials for in situ Hf isotope determination. *Geostandards and Geoanalytical Research*. V. 29. 183–195.