

ОБЛОМОЧНЫЕ ЦИРКОНЫ ИЗ ПЕСЧАНИКОВ НИЖНЕГО ТРИАСА БЕЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА: LA-ICP-MS U-Pb ИЗОТОПНЫЕ ВОЗРАСТА И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ И РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

©2016 г. А. В. Маслов*, Г. А. Мизенс*, Г. М. Вовна**, В. И. Киселёв**, Ю. Л. Ронкин*

**Институт геологии и геохимии УрО РАН
620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15
E-mail: maslov@igg.uran.ru*

***Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, просп. 100 лет Владивостоку, 159
E-mail: gala1367@mail.ru*

Поступила в редакцию 24.02.2015 г.

Принята к печати 30.03.2015 г.

Песчаники нижнего триаса южной части Бельской впадины Предуральского прогиба содержат обломочные цирконы с конкордантными U-Pb изотопными возрастaми, варьирующими от неоархея до границы карбона и перми. Распределение редких и рассеянных элементов в цирконах позволяет сделать вывод о том, что большинство из них попало в осадочные образования за счет размыва пород основного состава или (при учете возможного неоднократного рециклирования) кристаллизовалось в породах основного состава. Полученные данные указывают на существенно более широкий возрастной спектр пород в источниках сноса в раннем триасе, чем это следует из петрографических наблюдений. Источниками цирконов с ранне- и среднепалеозойскими датировками, вероятнее всего, были магматические комплексы, распространенные в настоящее время в Сакмарской зоне, как это можно предполагать и по микропетрографическим данным. Детритовые цирконы с протерозойскими и неоархейскими датировками являются, по всей видимости, переотложенными из рифейско-вендских отложений зоны Уралтау, в состав которых они попали благодаря размыву пород цоколя Восточно-Европейской платформы. Небольшая доля кристаллов с позднепалеозойскими возрастaми позволяет, с учетом геохимических и петрографических данных, предполагать, что гранитные массивы Главной гранитной оси Урала во время формирования Предуральской молассы еще не были вовлечены в размыв. Вероятно, они еще не были выведены на дневную поверхность или обнажались восточнее линии водораздела. В то же время значительное количество цирконов с докембрийскими возрастaми указывает на присутствие в области сноса метаморфических образований зоны Уралтау. Следовательно, водораздел орогена в это время находился восточнее этой зоны. Об этом же свидетельствует наличие в составе песчаников нижнего триаса нескольких кристаллов циркона с каменноугольным возрастом, источник которых мог находиться на западе современной Магнитогорской мегазоны. На основании этих данных можно предположить, что формирование грубообломочных образований финальной стадии орогенеза на Южном Урале происходило главным образом за счет размыва осадочных, магматических и метаморфических комплексов современного западного склона и осевой зоны Урала.

Ключевые слова: *Предуральский прогиб, Бельская впадина, нижний триас, обломочные цирконы, U-Pb изотопный возраст, распределение редких и рассеянных элементов, состав пород в источниках сноса.*

ВВЕДЕНИЕ

Особенности эволюции позднепалеозойского Уральского орогена, как и других древних горных систем, восстанавливаются главным образом по составу обломочных пород (в основном песчаников и конгломератов), накопившихся в процессе его разрушения. Своеобразным “зеркалом” в этом случае выступают формации, выполняющие Предуральский прогиб и охватывающие стратиграфический интервал от среднего карбона до нижнего–среднего триаса включительно [12–16, 25, и др.].

Предуральский прогиб представляет собой классическую предгорную (краевую) структуру, расположенную между платформой и палеозойским Уральским орогеном. Прогиб выполнен осадочным комплексом изменчивой мощности (от 1–2 до 6–7 км и более), в составе которого доминируют отложения флишевой (C₂–P₁) и молассовой (P₂–T₁) формаций [12, 13]. Шлировые (преимущественно на севере) и эвапоритовые образования развиты в меньшей степени. Отложения флишевой формации характеризуют эпоху наиболее активного горообразования, эпоху активной коллизии конти-

нентальных плит. Процесс коллизии протекал неравномерно. Об этом свидетельствует как изменчивое строение Предуральского прогиба и время появления гравитационных образований в его пределах, так и мощности этих образований. В конце карбона усиление сжатия привело к развитию процессов палингенеза, формированию крупных гранитных массивов Главной гранитной оси Урала, выведенных в ранней перми, по мнению В.Н. Пучкова [15], на уровень эрозионного среза. Глубоководный бассейн с некомпенсированным погружением существовал в прогибе почти до конца ранней перми. Лишь в кунгуре на большей части территории скорость погружения замедлилась, прогиб начал расширяться, его глубина уменьшилась. В средней и поздней перми и в раннем триасе прогиб продолжал расширяться и мелеть, морской бассейн постепенно из него уходил. На этом этапе терригенные отложения уже представлены континентальными молассами, широко развитыми в южной части прогиба, на широте Бельской и Актюбинской впадин, где их мощности нередко превышают 3000–4000 м [21]. Как показал В.П. Твердохлебов [22, 23], средне-верхнепермские и нижнетриасовые отложения формировались на этой территории в условиях предгорной пролювиально-аллювиальной равнины (баяды) и представляют собой отложения шлейфа предгорных конусов выноса, где развиты русловые, пойменные, озерные фации и встречаются эоловые образования. В восточной части прогиба в их составе распространены валунные и галечные конгломераты, гравелиты, песчаники, в западных разрезах преобладают песчано-глинистые породы с многочисленными горизонтами каличе, встречаются доломиты и гипсы.

Отложения южноуральской молассы, наиболее хорошо сохранившиеся и формировавшиеся в условиях активного горообразования, могут дать достаточно полную информацию о ситуации на Урале в конце орогенной стадии. Именно по этой причине песчаники данного комплекса были выбраны для более детального изучения. По классификации В.Д. ШUTOVA [27], рассматриваемые песчаники принадлежат к собственно грауваккам. Содержание кварца варьирует от ≈ 10 до 15–20%, полевых шпатов (как калиевых, так и плагиоклазов) не превышает 5–7%, а количество обломков пород чаще всего доходит до 80–85%. Среди последних преобладают кремни, много кварцитов и кристаллических сланцев, встречаются известняки, основные и кислые вулканические породы и иногда серпентиниты. Основываясь на таком составе песчаников, можно полагать, что во время накопления молассовой формации размывались преимущественно силурийские и девонские кремнистые толщ, вулканики различного состава, распространенные в Сакмарском аллохтоне [3, 15, 19] метаморфические породы, предположительно, массива Уралтау и ка-

менноугольные известняки. Для уточнения состава размывавшихся комплексов пород нами выполнено определение **U-Pb изотопного возраста обломочных цирконов**, присутствующих в песчаниках нижнего триаса Бельской впадины, а также проанализировано распределение в них ряда редких и рассеянных элементов.

НЕКОТОРЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ U-Pb ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В НИХ РЕДКИХ И РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

U-Pb изотопное датирование цирконов, выделенных из обломочных осадочных и метаосадочных пород, стало в последние годы весьма популярным инструментом исследований, связанных с корреляцией последовательностей пород и реконструкцией состава областей размыва и возраста размывавшихся комплексов [1, 4, 6, 7, 9–11, 26, 36, 38, 41–44, 52, 54, 55, 64 и др.], а также верификацией различных тектонических моделей [8, 56 и др.]. Эти данные, полученные иногда весьма оригинальным образом, используются и для понимания глобальных и субглобальных процессов формирования континентальной коры [33, 39, 40, 47, 57]. Большинство исследований подобного рода основано на визуальном сравнении графиков конкордантных возрастов или диаграмм плотностей вероятности [59], но в ряде публикаций используются также подходы, основанные на анализе некоторых количественных характеристик возрастных спектров [58–60]. Следует, однако, иметь в виду, что получение корректной геологической информации любым из указанных методов требует адекватного отражения возрастными спектрами особенностей распределения популяций обломочных цирконов в исходных осадках.

Известно, что качество геологической информации, полученной при анализе **U-Pb изотопных возрастов детритовых цирконов**, в первую очередь (или существенным образом) обусловлено количеством проанализированных зерен и “стратегией” их отбора [29]. При поиске каких-либо экзотических пород в областях размыва или использовании сведений о возрастах обломочных цирконов для установления минимального возраста накопления тех или иных толщ весьма важно обнаружение всех присутствующих в породах популяций цирконов, даже самых малых. Однако несмотря на то, что специальными исследованиями [59, 62] была показана важность изучения статистически надежных выборок, во многих работах все еще встречаются выводы, основанные на ограниченном количестве данных.

В результате численного моделирования и статистических выкладок установлено, что для по-

лучения полного представления о распределении плотности вероятности U-Pb изотопных возрастов детритовых цирконов в той или иной обломочной породе, что только и дает исчерпывающие сведения о самых малых возрастных популяциях, необходима информация по нескольким сотням случайным образом экстрагированных из каждого образца зерен [29]. Как правило, однако, это маловероятно даже в случае использования такого высокопроизводительного метода, как LA-ICP-MS. На практике в большинстве случаев используется компромиссное решение: 1) из каждого образца случайным образом выделяется и анализируется такое количество цирконов, которое обеспечивает достижение плотности вероятности 0.5 при пределе обнаружения 1–2%, что соответствует примерно 35–70 зернам; 2) дополнительно, для выявления самых малых популяций цирконов, необходимо исследование зерен, отобранных специальным образом [29].

Большинство исследований детритовых цирконов последних лет преимущественно сфокусировано на анализе только возрастных спектров. Вместе с тем редкие и рассеянные элементы, содержащиеся в цирконе, а также изотопный состав Hf могут дать дополнительную информацию относительно типов и особенностей формирования пород в областях размыва [29, 34, 47, 52, 53 и др.]. Следует отметить, что первоначально ряд авторов испытывал определенный скепсис в отношении индикаторной роли редкоземельных элементов (РЗЭ) в цирконах [51], но позднее, на существенно более представительном материале и с привлечением более широкого спектра элементов-примесей, было показано, что распределение последних в той или иной мере отражает состав материнских пород и параметры процессов кристаллизации [34].

Так, цирконы из сиенитов, базальтов и кимберлитов обладают весьма низкими содержаниями гафния; максимальные концентрации данного элемента присущи некоторым гранитоидам и пегматитам нефелиновых сиенитов [34, 63]. По данным [51], наибольшие значения Zr/Hf характерны для цирконов кимберлитов (75–168) и карбонатитов (до ≈ 250). Цирконы из других типов магматических образований характеризуются близкими к хондритовому ($Zr/Hf \approx 37$) значениями. Концентрации иттрия в цирконах из кимберлитов редко превосходят $n \times 10$ г/т, а в цирконах гранитоидов могут достигать величин $n \times 10\,000$ г/т. Величина Hf/Y в цирконах из кимберлитов составляет 50–1000, а в цирконах гранитоидов – всего 1–15. Цирконы сиенитов и пегматитов нефелиновых сиенитов характеризуются еще более низкими величинами данного параметра (0.8–4). Содержания Ta и Nb варьируют в пределах 0.2–21 и 0.4–120 г/т соответственно. Максимальные значения Nb/Ta достигают 40–48 в цирконах сиенитов, пегматитов нефелиновых сиенитов, а также некоторых гранитоидов, минимальные на-

блюдаются в цирконах из кимберлитов [34]. Содержания урана варьируют от 0.1 до более 10 000 г/т. Для тория свойственны примерно такие же пределы вариаций (1–10 000 г/т). Наименьшие концентрации обоих элементов (соответственно 6–60 и 2–15 г/т) характерны для цирконов из кимберлитов, максимальные присущи цирконам гранитоидов и пегматитов. Величина отношения Th/U составляет в основном 0.1–1. В то же время в некоторых сиенитах и пегматитах нефелиновых сиенитов этот параметр возрастает до 100–1000 и более. Цирконы карбонатитовых комплексов характеризуются значениями $Th/U \approx 100$, что в основном контролируется необычно низкими концентрациями в них урана [34]. По данным [28, 49, 50, 61], величины Th/U в цирконах магматического генезиса варьируют от 0.2 до 1.5, а в кристаллах из метаморфических образований рассматриваемый параметр значительно ниже (0.001–0.1).

Наиболее высокими содержаниями РЗЭ характеризуются цирконы пегматитов и гранитоидов. Считается, что относительное обогащение их легкими лантаноидами в существенной мере обусловлено процессами метамиктизации. В цирконах из основных пород сумма РЗЭ варьирует от $n \times 100$ до 1000 г/т и иногда достигает 2000 г/т. В цирконах из карбонатитов и лампроитов Σ РЗЭ редко превышает 600–700 г/т, а из кимберлитов – обычно характеризуется величинами < 50 г/т [34, 35]. Показателем степени обогащения цирконов ТРЗЭ является отношение $(Yb/Sm)_N$ [34]. Для цирконов из пегматитов этот параметр составляет ≈ 100 –300, а из кимберлитов и карбонатитов, характеризующихся положим относительно хондрита распределением РЗЭ, – от 3 до 30. Цирконы сиенитовых пегматитов обладают наиболее выраженной положительной цериевой аномалией (2–300 и более); для этих минералов из кимберлитов, карбонатитов и гранитоидов свойственны значения Ce/Ce^* от 1 до 10. Цирконы кимберлитов и карбонатитов обычно лишены европиевой аномалии, или величина ее весьма небольшая, более выражена отрицательная Eu аномалия в цирконах из кислых магматических пород. Наибольшие величины ее свойственны метамиктным цирконам, кристаллизовавшимся из остаточных/поздних магм и магм, обогащенных U, Th и РЗЭ. Корреляция между Ce/Ce^* и Eu/Eu^* обычно отсутствует [34].

Содержание и соотношение в обломочных цирконах таких редких и рассеянных элементов, как Ta, Nb, Y, Sm, Hf и ряда других, дают возможность наметить состав/тип материнских для них пород и сопоставить их с данными петрографических и геохимических исследований. Считается [34], что для распознавания цирконов из кимберлитов, карбонатитов, долеритов и пегматитов нефелин-сиенитового ряда, достаточно, как правило, какой-то одной дискриминантной диаграммы (так, для долеритов это диаграммы U–Y, Yb/Sm–Y или Ta–Nb),

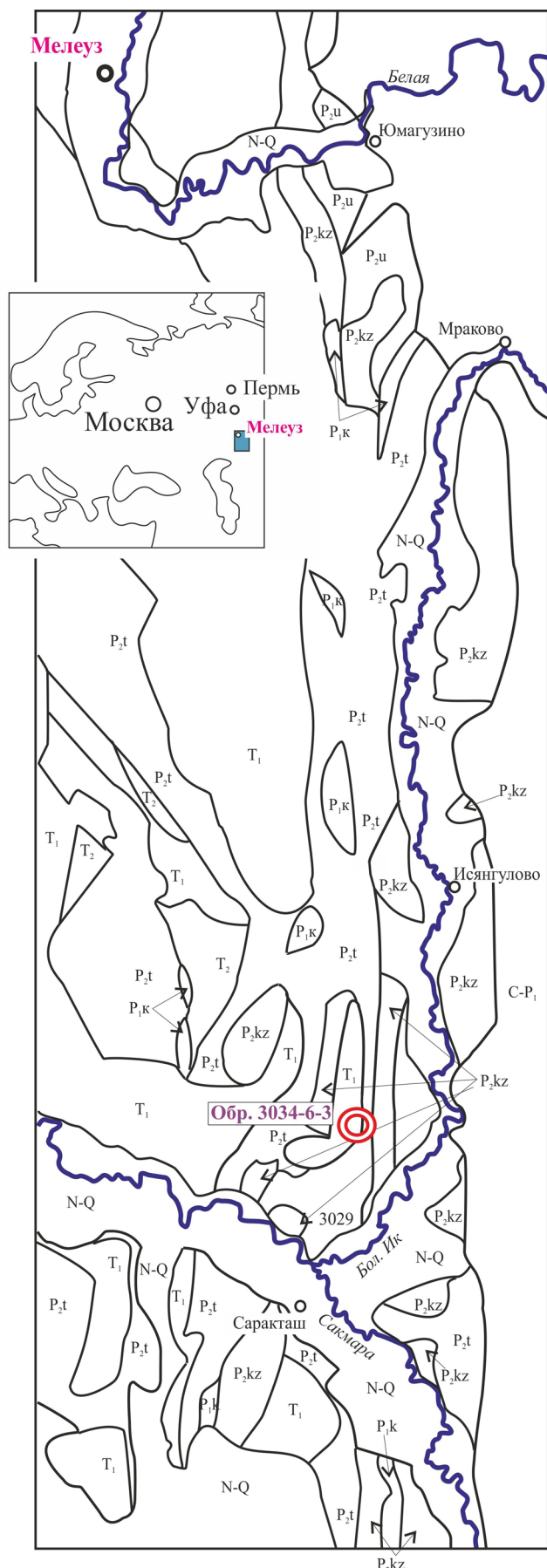


Рис. 1. Схематическая геологическая карта южной части Бельской впадины, составленная на основе Геологической карты Урала (1979)¹.

Двойным кружком обозначено место взятия образца, из которого выделены обломочные цирконы. C-P₁ – каменноугольно-нижнепермские отложения; P_{1k} – кунгурский ярус; P_{2u} – уфимский ярус; P_{2kz} – казанский ярус; P_{2t} – татарский ярус; T₁ – нижний триас; T₂ – средний триас; N-Q – неоген-четвертичные образования.

Fig. 1. Schematic geological map of the southern part of the Belskaya depression, compiled on the basis of Геологическая карта Урала (1979)¹.

Double circle indicates the location of sampling, from which detrital zircons are investigated. C-P₁ – Carboniferous-Lower Permian deposits; P_{1k} – Kungurian Stage; P_{2u} – Ufimian Stage; P_{2kz} – Kazanian Stage; P_{2t} – Tatarian Stage; T₁ – Lower Triassic; T₂ – Middle Triassic; N-Q – Neogene-Quaternary deposits.

тогда как для идентификации цирконов из других типов изверженных пород обычно используются сведения, полученные при анализе нескольких зависимостей [34].

По данным [48], соотношения между U и Yb, Hf и U/Yb, а также Y и U/Yb позволяют разделить цирконы, кристаллизовавшиеся в океанических габброидах, континентальных гранитоидах и кимберлитах. Следует, однако, иметь в виду, что абсолютные концентрации U, Th и Yb в индивидуальных зернах цирконов могут в существенной степени варьировать; в то же время определенная корреляция между ними все же наблюдается. Например, средние значения U/Yb растут от океанических габброидов (0.18) к континентальным гранитоидам (1.07) и кимберлитам (2.1) [48].

Интересные результаты могут быть получены и при совместном анализе данных по U-Pb изотопным возрастам обломочных цирконов и изотопному составу гафния. Например, в публикациях [30, 31] показано, что мезо- и палеопротерозойские детритовые цирконы из метаосадочных пород Норвегии и Швеции, характеризуются различным изотопным составом Hf и, следовательно, представляют комплексы пород, сформированные в разных тектонических обстановках. Работы подобного плана в последние годы появились и для ряда объектов, расположенных на территории России [17, 18, 24].

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ, МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Для установления U-Pb изотопных возрастов и исследования распределения редких и рассеянных элементов нами из крупно- и грубозернистых нижнетриасовых песчаников молассовой форма-

¹ Геологическая карта Урала. Масштаб 1 : 500 000 (Отв. редактор И.Д. Соболев). Свердловск: УТГУ, 1979. 6 л.

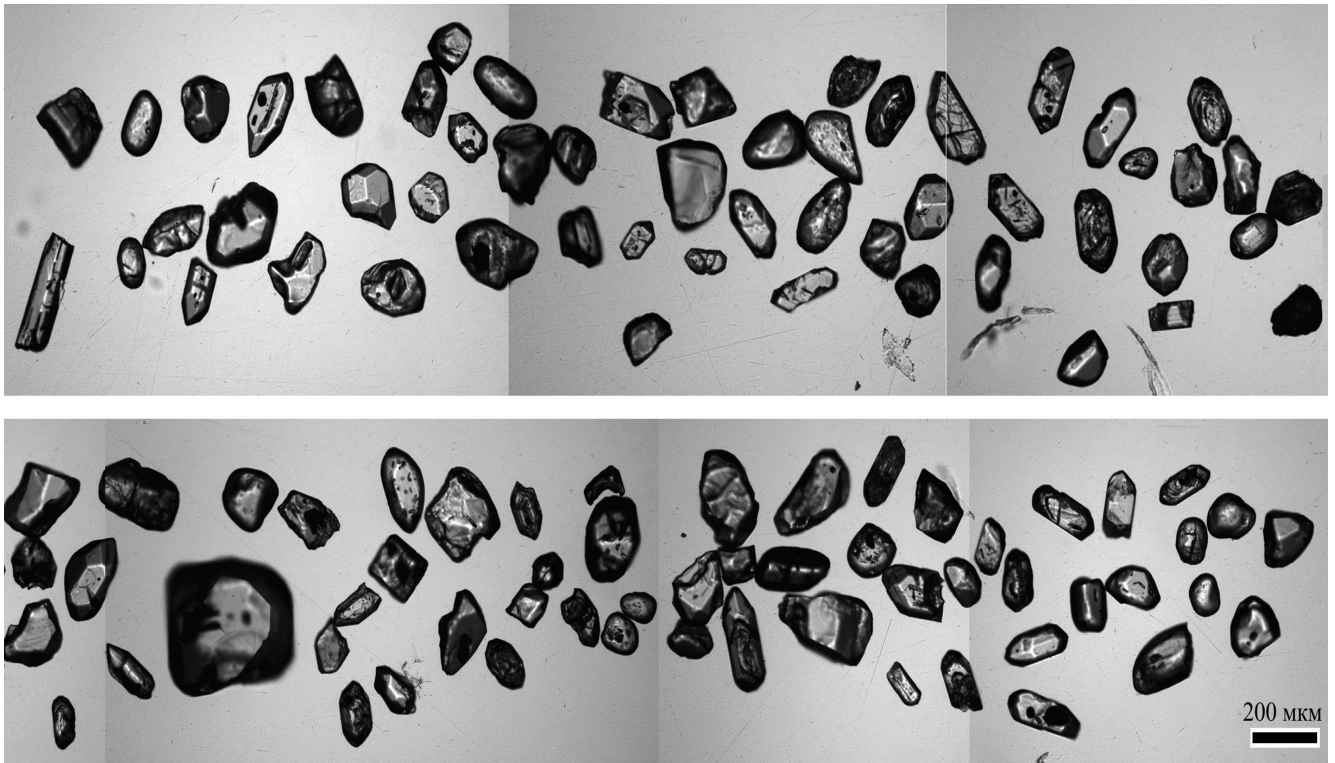


Рис. 2. Облик обломочных цирконов из песчаников нижнего триаса Бельской впадины.

Fig. 2. Detrital zircons from the Lower Triassic sandstones of the Belskaya depression.

ции юга Предуральяского прогиба (правобережье р. Бол. Ик на широте с. Спасское ($5^{\circ}15'49.55''$ с.ш., $56^{\circ}26'40.38''$ в.д.), рис. 1) по стандартной методике были выделены обломочные цирконы. Конечный отбор цирконов осуществлялся вручную под биноклем. В ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) они были вмонтированы в шашку (рис. 2). Изотопные измерения выполнены в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7500a, соединенном с системой лазерной абляции образца UP-213. Для выбора конкретных областей датирования использованы изображения цирконов в проходящем и отраженном свете, обратнорассеянных электронах (BSE) и катодоллюминесцентные снимки (CL), на которых видна внутренняя структура, зональность, трещиноватость и включения.

Параметры измерения масс-спектрометра были оптимизированы для получения максимальной интенсивности массы ^{208}Pb , используя стандартный образец N.I.S.T. SRM611, при соблюдении условия, что отношение интенсивностей масс $^{248}\text{ThO}^+/^{232}\text{Th}^+ < 1\%$. Все измерения выполнялись в режиме сборки с разрешением по времени, измерялись пики масс ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb} + \text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{238}U . Интенсивность массы ^{235}U для каждого измерения рассчитывалась по пику массы ^{238}U согласно природной распространенности изотопов ура-

на $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$. Отбор материала образца для анализа производился лучом лазера в точке. Диаметр абляционного кратера составлял приблизительно 40 мкм. При выбранных параметрах измерения изотопных отношений кратер отбора углублялся со скоростью порядка 1 мкм/с. Удаляемый лазером материал из ячейки образца транспортировался смесью газов гелия и аргона. Другие технические особенности применяемой методики описаны в [2, 5]. Результаты измерений обработаны с помощью программ Glitter v. 4.4.2 (Access Macquarie Ltd). U-Pb отношения нормализованы на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов TEMORA-2 и 91500, возраст которых принят равным 416.8 [37] и 1065.4 [63] млн лет соответственно.

Выделенные зерна циркона представлены прозрачными бесцветными идиоморфными кристаллами, различного габитуса (рис. 3). Часть их сохранила удлиненно-призматические и дипирамидальные очертания (27, 84, 58, 79 и др.) с коэффициентом удлинения 1.5–2.75, вторая группа содержит зерна (2, 24, 15, 90, 41, 89, 52) правильных округлых очертаний, представляющих собой хорошо окатанные кристаллы или их обломки, третья группа (75, 92, 51, 45) характеризуется зернами изометричной формы и средней окатанности, остальные цирконы являются обломками по большей части принад-

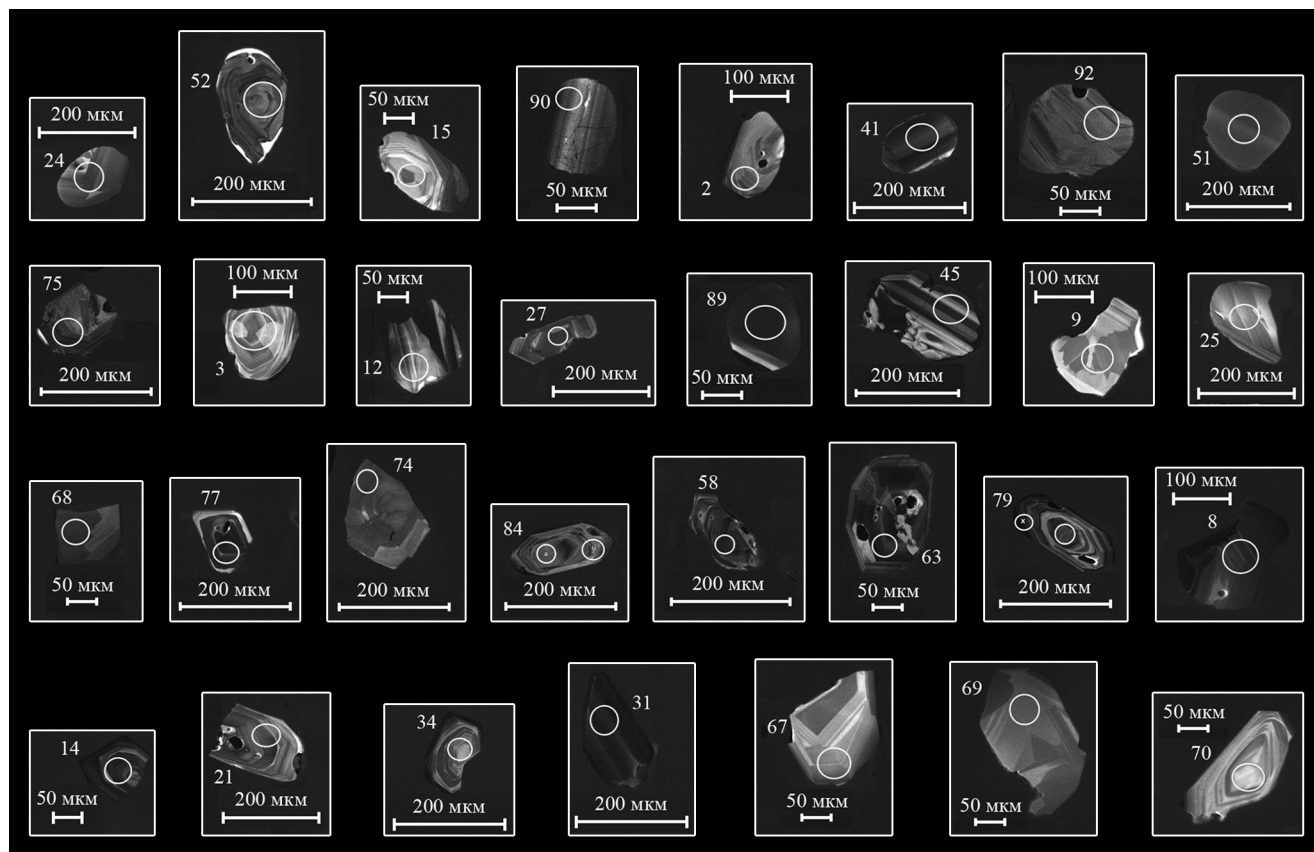


Рис. 3. Католюминесцентные изображения обломочных цирконов с конкордантными U-Pb возрастами, для которых определены содержания редких и рассеянных элементов.

Светлыми кружками показано положение абляционных кратеров. Цифры на рисунке – номера зерен (см. обсуждение в тексте). Зерна цирконов сгруппированы в порядке убывания их U-Pb возрастов (слева направо сверху вниз).

Fig. 3. Cathodoluminescence images of detrital zircons with the concordant U-Pb age, for which determined the content of rare and trace elements.

The open circles show the position of ablation craters. The numbers in the figure are number of grains (see discussion in the text). Zircon grains arranged in descending order of their U-Pb ages (from left to right from top to bottom).

лежащими вышеописанным группам. Размер зерен варьирует от 100 до 300 мкм. В католюминесцентном изображении для всех групп зерен и их обломков наблюдается как хорошо выраженная (концентрическая или секторальная), так и нарушенная первичная зональность, которая заместила вторичными извилисто-волнообразными и однородными зонами, пересекающими или срезающими ростовую зональность (см. рис. 3). В малом количестве зерен присутствуют реликтовые ядра (77, 21, 75). У некоторых зерен имеются светлые (52, 9, 77) или темные (79, 84, 3, 45, 2) оболочки. Хотя значительное число зерен имеет мелкие твердофазные включения как в каймах, так и в ядрах (1–3 на зерно), сохранность их довольно хорошая, нет трещиноватости, пористости и признаков дробления. Интересно отметить, что все хорошо и среднеокатанные зерна имеют докембрийские U-Pb изотопные возраста, а почти все бипирамидально-

призматические кристаллы принадлежат к более молодым, силурийско-девонским, ассоциациям.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ U-Pb ИЗОТОПНЫХ ВОЗРАСТОВ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ

В рассматриваемом образце из 93 проанализированных кристаллов конкордантными оказались датировки 48 (в это число не входят 3 конкордантные датировки их ядер) (табл. 1). Среди них, если основываться на данных, полученных по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для обломочных цирконов с возрастом более 1000 млн лет и отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для более молодых разностей, преобладают цирконы палеозойского возраста (13% составляют кембрийские, 8% – ордовикские, 10% – силурийские, 17% – девонские, 6% – каменноугольные). Одно зерно имеет датировку ≈ 299 млн лет, что соответствует границе карбона и перми. Для 42%

Таблица 1. U-Pb данные для обломочного циркона из песчаников нижнего триаса (только зерна с дискордантностью менее 10%)

Table 1. U-Pb detrital zircon data from sandstones of the Lower Triassic (only grains with discordant less than 10%)

Номер анализа	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$, %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$, %	Rho	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет	$\pm 1\sigma$	D, %	T_c , млн лет	$\pm 1\sigma$
1	0.51	4.3	0.0673	2.0	0.47	420	8	420	97	0.0	420	8
2	3.42	4.5	0.2629	2.1	0.47	1505	28	1514	86	0.6	1506	26
3	0.95	7.5	0.1122	3.1	0.41	686	20	664	161	-3.3	685	20
4	0.51	5.7	0.0656	2.5	0.44	410	10	448	128	8.5	410	10
6	1.92	5.3	0.1799	2.3	0.43	1066	23	1132	106	5.8	1070	22
8	0.46	4.5	0.0620	2.0	0.44	388	8	358	103	-8.4	388	8
9	0.70	7.2	0.0871	3.1	0.43	538	16	556	160	3.2	539	16
12	0.90	4.6	0.1071	2.1	0.46	656	13	636	103	-3.1	665	13
14	0.48	5.3	0.0635	2.3	0.43	397	9	396	122	-0.3	397	9
15	11.50	4.8	0.487	2.2	0.46	2558	46	2570	84	0.5	2561	39
21	0.47	7.6	0.0632	3.2	0.42	395	12	375	174	-5.3	395	12
22	0.52	6.4	0.0683	2.7	0.42	426	11	436	148	2.3	423	11
24	12.60	5.9	0.507	2.6	0.44	2644	55	2653	103	0.3	2647	48
25	0.70	6.8	0.0864	2.8	0.41	534	15	560	153	4.6	534	14
27	0.79	6.4	0.0965	2.7	0.42	594	15	582	145	-2.1	594	15
30	0.59	8.4	0.0770	3.4	0.40	478	16	448	190	-6.7	478	16
31	0.44	7.0	0.0579	2.9	0.41	363	10	400	163	9.3	363	10
34	0.48	5.5	0.0632	2.3	0.42	395	9	396	124	0.3	395	9
35	0.57	6.2	0.0739	2.5	0.40	460	11	456	138	-0.9	460	11
37	4.13	5.0	0.2791	2.3	0.46	1587	32	1754	92	9.5	1605	31
40	0.59	5.9	0.0769	2.5	0.42	478	11	472	131	-1.3	478	11
41	3.49	5.9	0.2690	2.5	0.42	1536	34	1510	111	-1.7	1533	32
45	0.69	8.0	0.0882	3.3	0.41	545	17	503	173	-8.3	544	17
46	0.56	7.9	0.0719	3.1	0.39	448	14	468	167	4.3	448	13
51	1.79	4.8	0.1728	2.0	0.42	1028	19	1082	97	5.0	1030	19
52	13.00	4.2	0.5130	1.8	0.43	2669	40	2687	71	0.7	2674	33
56	0.42	6.1	0.0565	2.3	0.38	354	8	379	136	6.6	354	8
58	0.55	6.2	0.0702	2.4	0.39	437	10	476	138	8.2	438	10
59	0.47	6.2	0.0628	2.4	0.39	393	9	363	138	-8.3	392	9
61	0.61	7.2	0.0789	2.8	0.39	490	13	452	158	-8.4	489	13
63	0.54	6.3	0.0705	2.4	0.38	439	10	420	139	-4.5	439	10
64	1.75	6.4	0.1666	2.5	0.39	993	23	1100	128	9.7	997	23
65	2.07	6.6	0.1906	2.8	0.42	1125	29	1167	132	3.6	1127	28
67	0.35	6.8	0.0495	2.6	0.38	311	8	285	152	-9.1	311	8
68	0.69	6.9	0.0864	2.7	0.39	534	14	545	148	2.0	534	19
69	0.39	7.4	0.0531	2.8	0.38	334	9	358	164	6.7	334	9
70	0.34	10.2	0.0474	3.5	0.34	299	10	299	224	0.0	299	10
74	0.67	8.2	0.0831	3.1	0.38	515	15	541	169	4.8	515	15
75	1.88	8.2	0.1807	3.2	0.39	1071	31	1082	155	1.0	1071	31
77	0.66	8.9	0.0832	3.4	0.38	515	17	515	180	0.0	515	17
79	0.51	9.5	0.0665	3.5	0.37	415	14	456	192	9.0	415	14
81	0.77	11.1	0.0940	4.2	0.38	579	23	582	218	0.5	579	23
82	0.39	10.5	0.0537	3.9	0.37	337	13	325	210	-3.7	337	13
84	0.52	7.1	0.0675	2.8	0.39	421	12	436	152	3.4	421	11
85	0.75	7.6	0.0920	3.0	0.39	567	16	567	158	0.0	567	16
89	0.76	7.3	0.0947	2.9	0.40	583	16	545	143	-7.0	583	16
90	5.24	7.5	0.336	3.0	0.40	1867	48	1850	120	-0.9	1865	45
92	2.02	8.4	0.1913	3.4	0.40	1128	35	1111	146	-1.5	1127	34

Примечание. Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; D – дискордантность, определенная по формуле $100(1 - (T^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (T^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}))$; T_c – конкордантный возраст.

Note. Rho – the coefficient of correlation between the errors in the determination of isotope ratios $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; D – discordance, defined by the formula $100(1 - (T^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (T^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}))$; T_c – concordant age.

Таблица 2. Содержание ряда редких и рассеянных элементов в обломочных цирконах из песчаников нижнего**Table 2.** The content of some rare and trace elements in the detrital zircons from the Lower Triassic sandstones of

Номер зерна	P	Ti	Mn	Fe	Ga	Sr	Y	Nb	Sn	Ba	La	Ce	Pr	Nd
24	42 203	25.60	<0.06	0.80	<0.02	0.01	640.44	0.12	<0.06	0.02	0.01	28 522	0.05	0.87
52	31 017	28.42	<0.19	<2.22	0.029	0.02	52.05	0.08	<0.18	0.10	0.02	4.00	0.03	0.26
15	42 258	16.60	<0.07	23 743	<0.03	<0.01	25.90	0.03	<0.07	0.01	<0.01	42 278	0.01	0.05
90	19.70	21.29	0.78	35.36	0.03	0.03	102.40	0.063	<0.07	0.79	0.05	30 317	0.07	0.62
2	14.18	31.86	<0.12	<1.59	<0.02	0.01	46.84	0.12	<0.12	0.01	<0.01	0.54	<0.01	0.06
41	35.23	36.82	0.33	<1.57	<0.04	0.05	2291.6	0.13	<0.12	0.27	0.04	14.31	0.17	15 373
92	41 548	17.14	<0.10	<1.08	<0.04	0.01	39.80	0.27	<0.08	<0.01	<0.01	0.55	<0.01	<0.04
51	42 233	31.63	<0.14	<1.59	<0.03	0.02	96.41	0.05	<0.12	0.01	<0.01	0.48	0.01	0.29
75	264.37	16.75	24 108	2.160	0.07	0.44	69.98	0.16	<0.07	0.13	34578	22.87	33 635	14.83
3	22.49	42 277	<0.12	<1.53	<0.03	0.01	189.48	0.09	<0.12	0.01	<0.01	0.91	<0.07	0.08
12	18.65	34.26	<0.18	<2.09	<0.05	<0.02	108.76	0.093	<0.16	0.058	0.01	32 874	0.04	0.44
27	36 039	42 078	<0.09	<0.98	<0.03	0.01	25.26	0.04	<0.08	0.01	<0.01	0.80	<0.01	0.03
89	16.75	26.83	<0.14	<1.57	<0.03	0.03	135.19	0.14	<0.12	0.01	<0.01	21 976	0.01	0.18
45	22.89	24.50	20 821	25 720	<0.04	0.03	57.47	0.05	<0.13	0.30	0.02	33 270	0.03	0.30
9	17.63	33.60	0.47	37.950	<0.05	0.02	90.45	0.02	<0.12	0.13	0.002	42 370	0.03	0.30
25	16.60	27.15	<0.15	<1.65	<0.06	<0.01	74.68	0.02	<0.13	0.024	<0.01	0.47	0.01	0.28
68	16.50	21.89	<0.15	<1.45	<0.06	0.01	61.92	0.08	<0.11	0.03	<0.007	42 217	<0.01	0.11
77	30.25	21.74	0.51	<1.49	<0.05	0.02	152.75	0.58	<0.11	0.15	<0.01	12 785	0.02	0.33
74	17.40	19.78	0.19	<1.46	0.03	<0.02	158.09	42 339	<0.11	0.02	0.07	24 108	0.04	0.52
84	42 177	19.62	<0.19	28 887	<0.07	0.01	59.36	0.04	<0.13	0.07	0.02	0.74	<0.01	0.07
58	13.75	15.26	<0.15	13 912	<0.04	<0.01	47.19	0.14	0.09	0.02	<0.01	16 834	<0.01	0.17
63	39.45	19.15	<0.24	<1.90	<0.04	0.02	127.97	0.09	<0.16	0.02	0.01	0.39	<0.01	0.08
79	17.15	13.56	0.49	15 707	0.05	0.04	106.07	0.183	<0.07	0.25	0.04	30 376	0.07	0.37
8	31.96	24.13	<0.18	<1.47	<0.07	<0.0	73.16	0.07	<0.17	0.01	<0.02	42 005	<0.01	0.15
14	16.90	21.99	<0.19	<1.59	<0.08	0.01	53.33	0.09	<0.19	0.02	<0.01	0.79	<0.01	0.03
21	17.57	15.27	<0.11	<0.89	<0.03	<0.01	81.75	0.08	<0.10	<0.01	<0.01	0.46	<0.01	0.07
34	27.61	25.41	0.64	24.420	<0.05	0.036	102.16	0.17	<0.12	0.51	0.02	32 540	0.03	0.17
31	47.78	42 179	<0.16	<1.32	0.045	<0.02	3785.22	0.16	<0.02	0.05	0.01	44 621	0.07	44 562
67	19.87	20.98	<0.13	<1.28	<0.05	0.01	72.34	0.04	<0.11	0.004	<0.01	0.68	0.01	<0.01
69	20.56	23.67	<0.18	<1.69	<0.06	0.015	85.37	0.05	<0.14	0.01	<0.01	42 006	<0.01	0.14
70	17.13	42 326	<0.14	<1.34	<0.06	0.02	63.13	0.10	<0.10	0.01	<0.01	1.00	<0.01	0.06

кристаллов установлены неогархейские и протерозойские датировки.

Для 31 зерна цирконов, обладающих конкордантными значениями **U-Pb изотопного возраста**, выполнено также определение содержаний P, Ti, Mn, Fe, Ga, Sr, Y, Nb, Sn, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Lu, Hf, Ta, Pb, Th и U (табл. 2). В дальнейшем, в соответствии с представлениями [45, 46] о том, что возраст пород в источниках сноса отражают только кластеры возрастов обломочных цирконов, являясь более предпочтительными, нежели степень конкордантности или точность определения возраста, мы рассматривали те совокупности датировок, которые являлись статистически значимыми для двух² и более зерен детритовых цирконов. В результате было намечено несколько возрастных кластеров обломочных цирконов (рис. 4), однако, с учетом особенностей распределения в них редких и рассеянных элементов, число кластеров оказалось несколько меньше (см. ниже).

² В оригинальном тексте [45] – трех и более зерен.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ И РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНАХ

Как отмечено выше, в составе обломочных цирконов из молассовых песчаников Бельской впадины преобладают кристаллы палеозойского возраста (56%), неогархейские и протерозойские датировки имеют 42% зерен.

Обломочные цирконы с неогархейскими U-Pb возрастaми. Рассматриваемая ассоциация включает зерна № 24, 52 и 15, причем первые два, имеющие конкордантные **U-Pb изотопные возраста** соответственно 2647 и 2674 млн лет, могут быть объединены в возрастной кластер 1 (2665 ± 53 млн лет) (см. рис. 4, 5a). Содержания **Hf** в указанных зернах изменяется от 0.8 до 1.2%. Величина отношения Th/U колеблется от 0.4 до 1.3, что, в соответствии с изложенными выше представлениями, позволяет предполагать, что все три зерна имеют магматическое происхождение. Параметр Hf/Y варьирует весьма существенно: от ≈ 13 до 233. Это же свойственно и отношению Nb/Ta: для зерна 15 оно составляет 3.2, а для зерна 24 почти в 7 раз выше. Несколько мень-

триаса Бельской впадины, г/т

the Belskaya depression, ppm

Номер зерна	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Yo	Er	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
24	42 370	0.44	46 844	44 197	31 747	12 510	17.75	34.14	21 671	8225.4	0.04	17 168	21 671	42 095
52	0.40	0.11	13 516	0.41	26 755	23 377	15 158	22.14	12 479	12 126.1	0.03	16 497	14.65	19.49
15	0.13	0.03	0.65	0.19	14 277	0.89	31 837	36 465	21 916	7886.2	0.02	0.71	31 444	13 332
90	23 012	0.73	30 437	13 881	21 490	19 054	13.67	42 245	22 372	7886.2	0.03	42 370	25 385	14.89
2	0.16	0.02	0.87	0.32	41 730	21 551	18 080	19.39	27 791	11 193.3	0.05	0.35	12 086	23 163
41	22706	19 360	25 143	44 256	31.36	12 663	35.89	61.31	31 291	11 786.9	0.07	27 485	33.43	38.99
92	0.13	0.02	0.67	0.25	24 167	13 150	17 319	18.51	22 313	8310.2	0.09	0.31	25 235	13 058
51	0.56	0.08	34 366	0.88	47 392	17 227	14.30	30.57	22 737	11 447.7	0.02	0.32	47 178	17 319
75	19 784	0.09	3.830	0.82	46 204	15 008	23 651	24.67	30 742	8734.2	0.06	0.78	19 572	42 172
3	0.20	0.08	45 658	0.47	34 121	35 827	15.60	44.95	42 013	10 684.5	0.03	0.24	42 159	33 756
12	0.69	0.35	43 525	0.97	24 746	25 628	16.40	38.78	16 954	13 906.8	0.05	20 821	20.53	30.84
27	0.07	0.02	0.39	0.16	36 161	0.82	34 394	14.38	42 249	7207.8	0.02	0.35	17 989	42 552
89	0.26	0.22	35 796	0.62	20 699	46 113	21.75	63.02	11 658	8649.4	0.04	16 103	46.49	92.68
45	0.31	0.15	0.99	0.36	17 624	31 048	30 529	42 063	42 491	8818.9	0.02	0.81	15.67	42 088
9	0.52	0.15	45 689	0.77	28 338	44 621	13.57	33.28	43 586	11 447.7	0.02	0.29	45 717	6.00
25	0.33	0.28	28 126	0.54	21 337	15 008	13 820	30.74	41 395	7886.2	0.02	0.35	42 223	11.310
68	0.21	0.05	42 278	0.41	41 395	33 604	42 256	26.70	29 646	12 974.1	0.03	0.37	36 312	42 110
77	0.52	0.05	42 280	41 275	42 291	18 749	23.37	50.37	25 051	8903.7	0.19	0.76	16.36	24.34
74	0.83	0.04	46 113	14 977	16.31	26 785	24.29	45.62	19 906	6868.6	0.24	0.27	19 480	13.43
84	0.13	0.07	0.70	0.29	42 281	30 682	32 752	34.57	42 552	11 617.3	0.02	0.32	42 011	23.54
58	0.28	0.08	42 736	0.39	41 730	19 725	42 186	20.90	18 688	9242.9	0.04	0.60	16.95	21.37
63	0.18	0.05	17 899	0.64	32 356	42 067	20.53	58.12	45 992	12 126.1	0.03	0.39	20 699	44.64
79	0.30	0.13	13 516	0.52	27 942	17 227	17.47	48.71	42 348	6444.6	0.04	0.42	22 981	28.42
8	0.31	0.08	21 551	0.53	45 444	11 355	34 608	30.40	42 040	12 295.7	0.02	0.63	15.85	30.21
14	0.09	0.03	0.62	0.30	30 011	23 743	18 142	33.25	46 174	12 126.1	0.04	0.69	15.47	40.71
21	0.20	0.02	14 246	0.49	22 798	27 791	13.23	32.53	20 576	8479.8	0.03	0.11	23 408	46 631
34	0.24	0.15	21 551	0.63	35 247	46 813	42 354	46.23	36 373	11 617.3	0.05	0.78	13.94	26.82
31	20 821	0.26	36 342	24 869	32.09	42 705	51.40	102.25	17.84	13 991.6	0.06	13 575	93.72	270.87
67	0.09	0.03	42 278	0.40	28 246	11 355	12 024	34.86	21 306	12 719.7	0.02	0.11	11749	28 734
69	0.29	0.07	42 065	0.66	34 151	30 713	17 137	31.75	29 677	12 804.5	0.04	0.33	31 686	15.50
70	0.12	0.06	0.88	0.34	34 425	42 037	22 920	32.70	42 283	10 599.7	0.04	0.19	22 767	15.28

ше различия параметра U/Yb: минимальное значение его равно 0.1, максимальное – 0.9.

Сумма РЗЭ в зернах, принадлежащих данной ассоциации, колеблется от ≈ 23 до 86 г/т, что, по данным [34], свойственно преимущественно цирконам, образованным в процессе кристаллизации пород основного или ультраосновного состава. Параметр ТРЗЭ/ЛРЗЭ изменяется от 8 (зерно 52) до 15–16. Для неоархейских цирконов свойственны хорошо выраженные относительно хондрита положительные аномалии церия ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 14\text{--}48$) и самария, и отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.24\text{--}0.53$)³ (рис. 6а). Отношение $(\text{Yb}/\text{Sm})_N$ меняется от 27 до 83, а параметр $(\text{Gd}/\text{Er})_N$ варьирует в пределах 0.14–0.20.

Обломочные цирконы с палеопротерозойскими U-Pb возрастaми. Соответствующие датировки (1865 и 1605 млн лет) в нашей выборке имеют два кристалла, но только для зерна № 90 имеются сведения о распределении редких и рассеянных элементов. Содержание Hf в нем составляет око-

ло 0.8%, а величина Th/U = 0.5. Сумма РЗЭ в данном зерне примерно такая же, как и в зернах неоархейских цирконов (≈ 75 г/т); параметр ТРЗЭ/ЛРЗЭ составляет 14 (см.рис. 6а). Величина отношения $(\text{Yb}/\text{Sm})_N$ несколько меньше (17), чем в неоархейских цирконах, а отношение $(\text{Gd}/\text{Er})_N$, напротив, несколько выше (0.35). Цериевая аномалия равна 5.9, а европиевая – 0.64.

Обломочные цирконы с мезопротерозойскими U-Pb возрастaми. К данной ассоциации принадлежат зерна № 2, 41, 65, 51, 6, 75 и 92; для пяти из них имеются данные о распределении редких и рассеянных элементов. В составе рассматриваемой ассоциации представляется возможным выделить три возрастных кластера, объединяющих соответственно зерна 2 и 41 (кластер 2 – 1517 ± 40 млн лет) (см. рис. 5б), 65 и 92 (кластер 3 – 1127 ± 42 млн лет), а также, вероятно, 6 и 75 (кластер 4). Содержание гафния и параметр U/Yb в цирконах относящихся к кластеру 2 достаточно близки⁴ (1.1 и 1.2%, 0.3 и

³ Вслед за [34] мы рассчитываем Ce/Ce^* как $\text{Ce}_N/(\text{La}_N + \text{Pr}_N)/2$, а Eu/Eu^* как $\text{Eu}_N/(\text{Sm}_N + \text{Gd}_N)/2$.

⁴ Для двух других кластеров подобные сведения у нас отсутствуют.

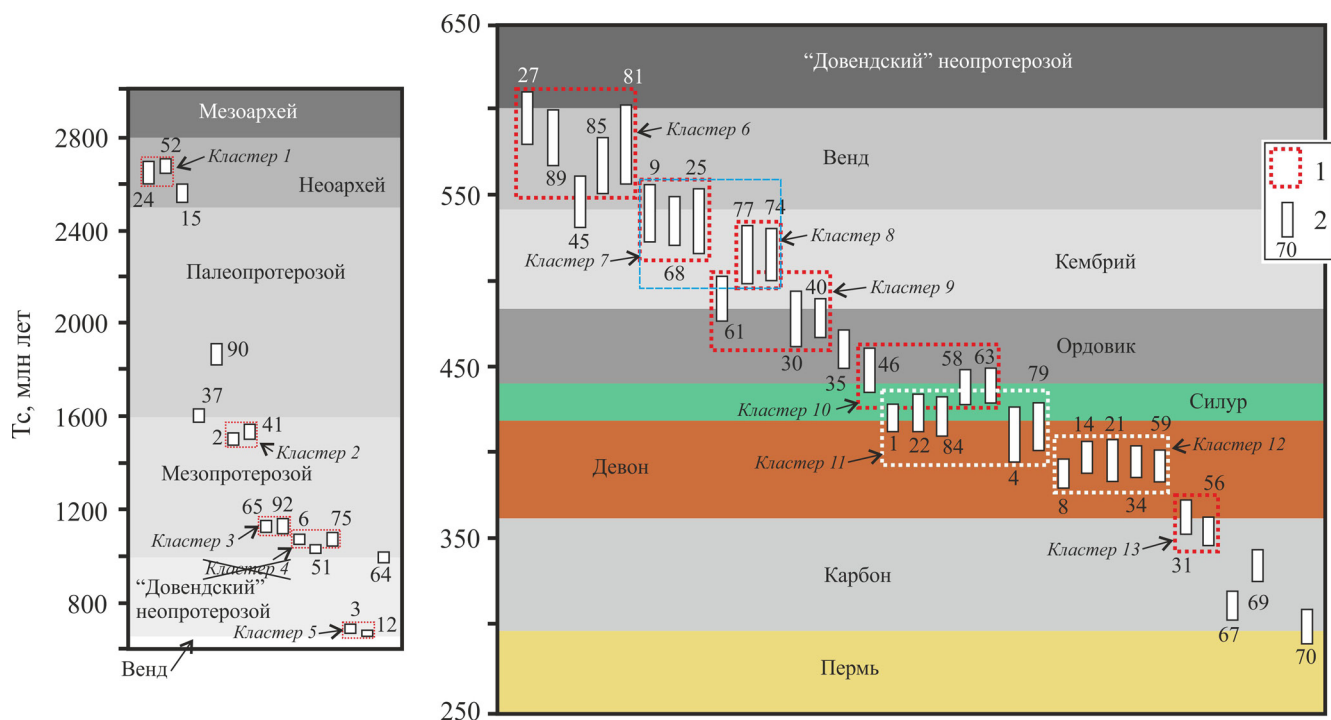


Рис. 4. Распределение зерен обломочных цирконов по возрастам и образуемые ими возрастные кластеры.

1 – возрастные кластеры, 2 – зерна и их номера.

Fig. 4. Distribution of detrital zircons according to their ages and ages of their clusters.

1 – age clusters, 2 – grain and their numbers.

0.6), однако значения других индикаторных соотношений микроэлементов значительно расходятся ($Hf/Y - 239$ и 5 , $Nb/Ta - 1.1$ и 34.6). Величины Th/U для всех пяти зерен более 0.2 , что указывает на их магматическую природу.

Сумма редких земель в цирконах с мезопротерозойскими датировками изменяется от ≈ 34 (зерно 92) до ≈ 185 (зерно 41) г/т. Отношение тяжелых РЗЭ к легким варьирует от 1 (зерно 75) до $45-47$ (зерна 92, 51 и 2). Нормированные по хондриту спектры распределения РЗЭ в кристаллах 2, 41, 51 и 92 характеризуются определенной общностью: $(Yb/Sm)_N = 16-136$, $(Sm/La)_N = 16-155$, $(Gd/Er)_N = 0.08-0.26$, тогда как спектр для зерна 75 демонстрирует повышенное содержание ЛРЗЭ (рис. 66): $(Yb/Sm)_N = 6$, $(Sm/La)_N = 1$, $(Gd/Er)_N = 0.29$. Все это заставляет нас отказаться от отнесения зерен 6 и 75 к одному возрастному кластеру (кластер 4). Значения Se аномалии в зернах циркона данной ассоциации варьируют от 1 (зерно 75) до ≈ 23 , а параметр Eu/Eu^* меняется от 0.07 (зерно 75) до 0.65 (зерно 41).

Обломочные цирконы с “довендскими” неопротерозойскими $U-Pb$ изотопными датировками ($1000-600$ млн лет). Данная ассоциация включает три зерна, два из которых 3 и 12 характеризуются достаточно близкими $U-Pb$ -изотопными возраста-

ми, что с учетом погрешностей позволяет рассматривать их как возрастную кластер 5. Концентрации гафния в указанных зернах составляют соответственно 1.1 и 1.4% , а величины $Th/Hf - 0.59$ и 0.67 . Параметры Hf/Y , Nb/Ta и U/Yb различаются от 2.5 до 5 раз.

При практически равном суммарном содержании РЗЭ (82.5 и 83.6 г/т) несколько разными являются величины $TPЗЭ/ЛРЗЭ$ (63 и 23), а также $(Yb/Sm)_N$ (209 и 52) и $(Gd/Er)_N$ (0.07 и 0.16) (рис. 6в). Цериевая аномалия положительная (13 и ≈ 32), европиевая – отрицательная, достаточно хорошо выраженная (0.38 и 0.61).

Обломочные цирконы с вендскими $U-Pb$ датировками. Вендские ($600-542$ млн лет) датировки имеют 5 зерен ($27, 89, 45, 85$ и 81). Четыре из них можно рассматривать как принадлежащие одному возрастному кластеру (кластер 6 – 574 ± 24 млн лет, см. рис. 4, 5в). Содержание гафния во всех зернах данной ассоциации немного меньше ($0.72-0.88\%$), чем в цирконах более древних ассоциаций. По величине Th/U ($0.50-0.63$) все вендские цирконы являются магматическими. Параметр Nb/Ta варьирует в них от 1.5 до ≈ 15 .

Сумма РЗЭ так же, как и в цирконах из ранее рассмотренных ассоциаций, относительно невелика ($\approx 25-118$ г/т). При этом сумма тяжелых лантаноидов

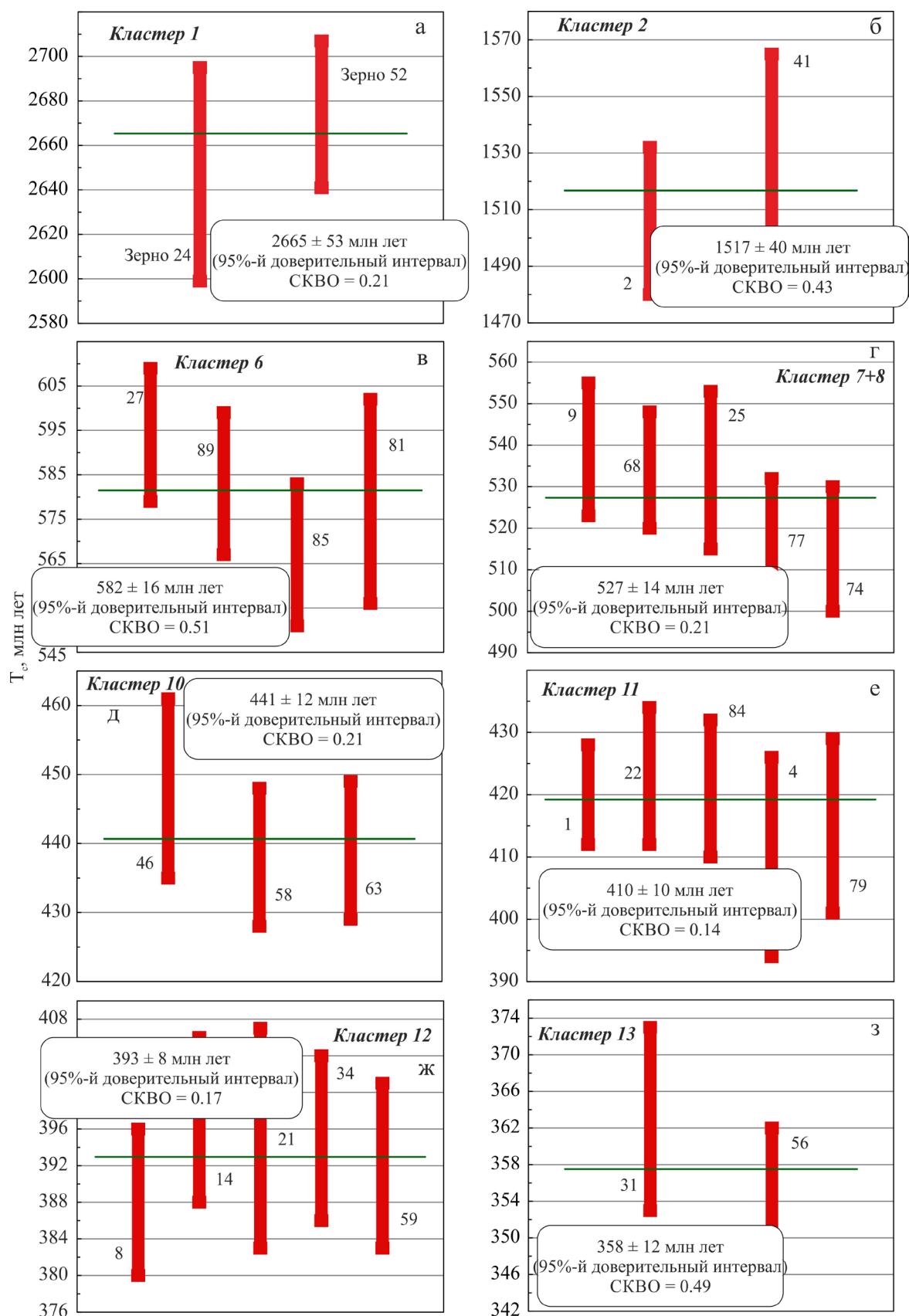


Рис. 5. Некоторые из возрастных кластеров, образуемых двумя или тремя и более зернами детритовых цирконов.

Fig. 5. Some of age clusters formed by two or three and more detrital zircon grains.

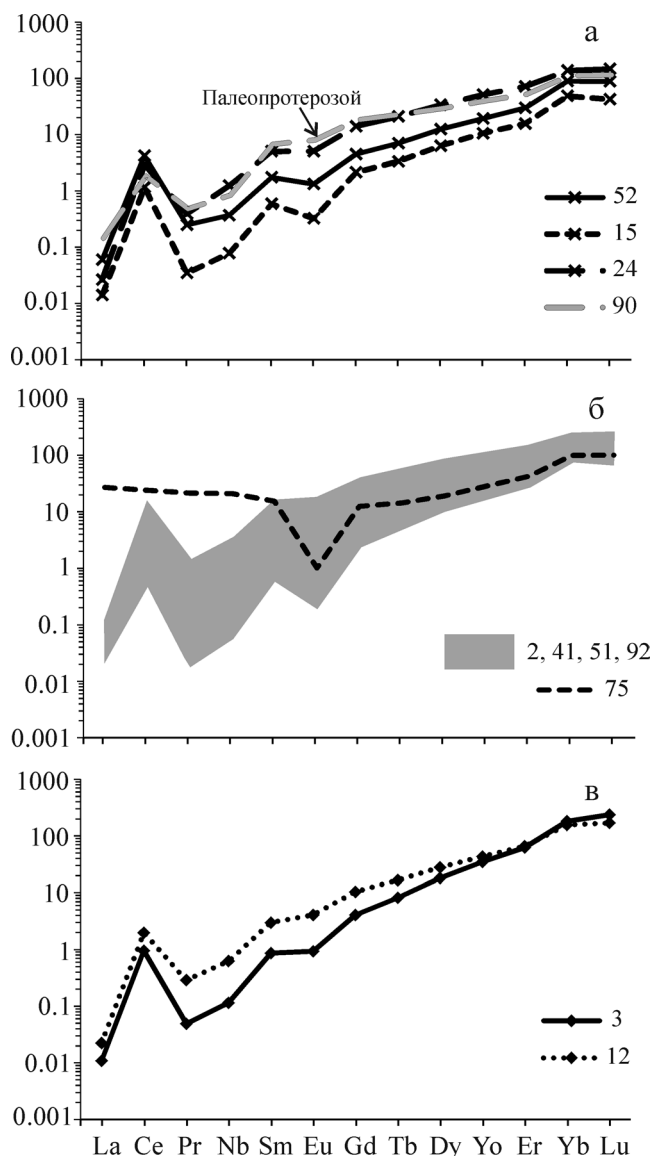


Рис. 6. Распределение нормированных по хондриту РЗЭ в обломочных цирконах неоархейского и палеопротерозойского (а), мезопротерозойского (б) и неопротерозойского (довендского) (в) возраста.

Номера кривых соответствуют номерам зерен на рис. 3.

Fig. 6. Distribution to chondrite normalized REE in the Neoarchean and Paleoproterozoic (a), Mesoproterozoic (б) and Neoproterozoic (preVendian) (в) clastic zircons.

Number of curves correspond to the numbers of grains in Fig. 3.

больше суммы легких в 13–27 раз (рис. 7а). Отношение $(Yb/Sm)_N$ составляет от 83 (зерно 45) до 228 (зерно 89), величина $(Gd/Er)_N$ примерно равна 0.1.

Обломочные цирконы с кембрийскими U-Pb возрастами. К числу цирконов данной ассоциации принадлежат зерна № 9, 25, 68, 61, 77 и 74. Три первых из них образуют возрастной кластер 7 ($536 \pm$

± 18 млн лет), а зерна 77 и 74 принадлежат к кластеру 8. Если же рассматривать все зерна, образующие кластеры 7 и 8 как один кластер (7 + 8), то он определяет возраст 527 ± 14 млн лет (см. рис. 5г). Содержание Hf в кристаллах данной ассоциации меняется от 0.69 до 1.30%. Величина Th/U варьирует в пределах 0.4–0.7. Для параметра Nb/Ta свойствен примерно такой же разброс значений (1.7–18.4), как для обломочных цирконов вендской ассоциации.

Сумма РЗЭ в кембрийских цирконах составляет ≈ 50 –109 г/т. Величина ТРЗЭ/ЛРЗЭ варьирует от 31 до 47, а средняя величина отношения $(Yb/Sm)_N \approx 80$ (минимум – 51, максимум – 117). Нормированные по хондриту спектры распределения РЗЭ характеризуются отчетливыми положительными аномалиями церия ($Ce/Ce^* = 6.7$ –26.4) и самария (рис. 7б). Для зерен 74 и 77 свойственны резкие отрицательные европиевые аномалии (0.06 и 0.08); зерно 25 имеет небольшую величину этой аномалии (0.90).

Обломочные цирконы с ордовикскими U-Pb возрастными. Такой возраст имеют 4 кристалла (зерна 30, 40, 35 и 46). Данных о распределении в них редких и рассеянных элементов в нашем распоряжении нет. Зерно 46 вместе с зернами 58 и 63 образует кластер 10, возраст которого, в соответствии с нашими расчетами, составляет 441 ± 12 млн лет (см. рис. 5д).

Обломочные цирконы с силурийскими U-Pb-возрастами. Содержание гафния у трех зерен (84, 63 и 58) с силурийскими возрастными составляет 0.9–1.2%. Параметр Th/U варьирует от 0.2 до 0.8, что так же, как и во всех предыдущих случаях, позволяет считать рассматриваемые зерна как происходящие из магматических пород. Разброс значений Nb/Ta (2.8–4) существенно ниже, чем, например, в цирконах с вендским U-Pb изотопным возрастом (1.5–15). Величина отношения U/Yb изменяется от 0.7 до 1.

Сумма РЗЭ составляет от ≈ 42 до ≈ 107 г/т. Разброс значений ТРЗЭ/ЛРЗЭ существенный (минимум – 13, максимум – 144). Для зерен цирконов данной ассоциации характерна хорошо выраженная положительная цериевая аномалия ($Ce/Ce^* = 6.8$ –91.3) и относительно пониженные концентрации Pr, Nd и Eu ($Eu/Eu^* = 0.20$ –0.57) (рис. 7в). По указанным особенностям нормированные по хондриту спектры распределения РЗЭ имеют определенное сходство со спектрами долеритов и лампроитов, приведенными в публикации [34]. Значения $(Yb/Sm)_N$ в силурийских цирконах составляют от 70 до 296.

Обломочные цирконы с девонскими U-Pb возрастными. Эта возрастная ассоциация представлена 8 зернами, для 6 из которых имеются данные о содержаниях редких и рассеянных элементов. Концентрация Hf в них составляет 0.6–1.4%. Все девонские цирконы имеют магматический генезис ($0.3 < Th/U < 0.5$). Величина отношения Hf/Y ва-

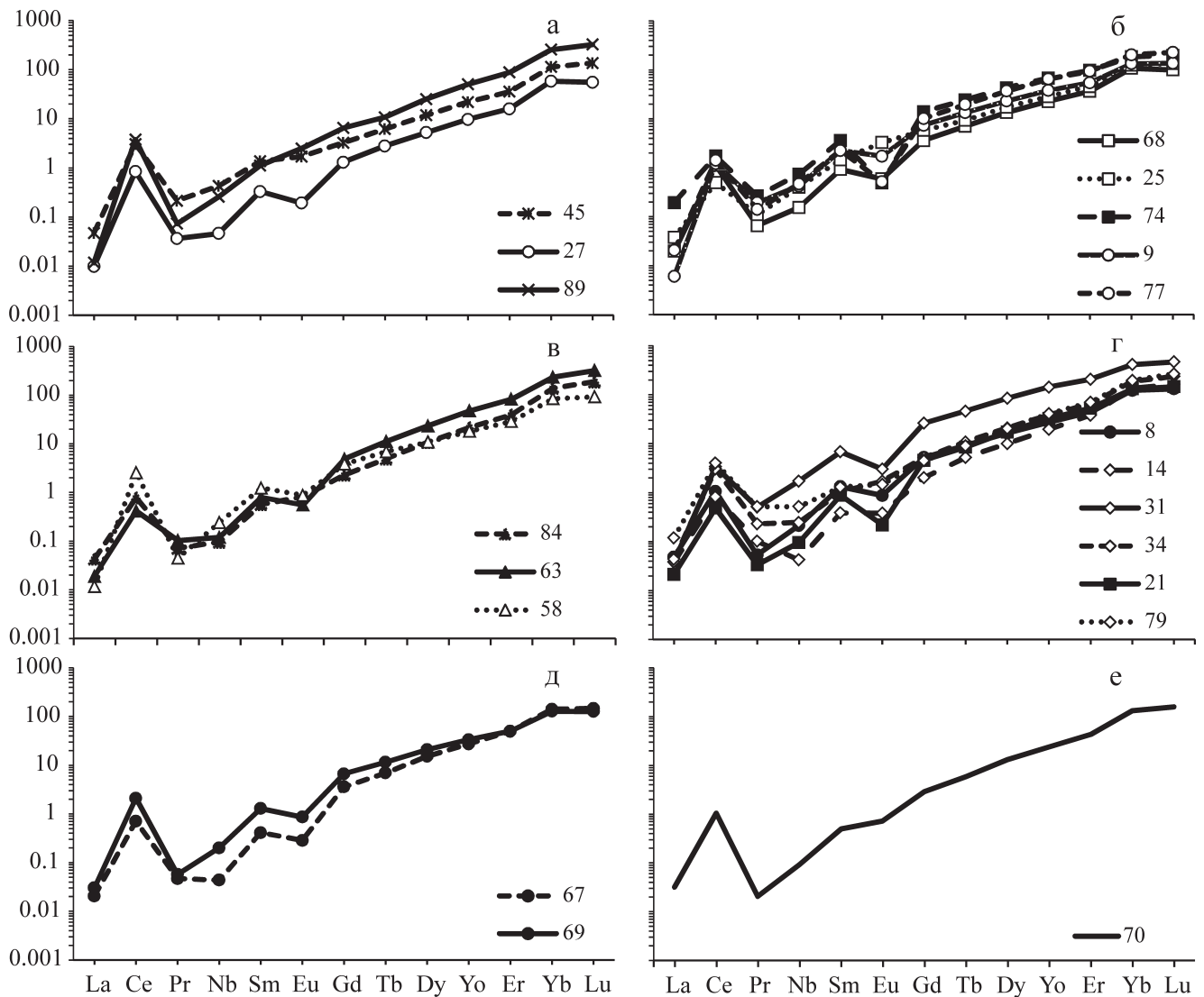


Рис. 7. Распределение нормированных по хондриту РЗЭ в обломочных цирконах вендского (а), кембрийского (б), силурийского (в), девонского (г), каменноугольного (д) и пермского (е) возраста.

Номера кривых соответствуют номерам зерен на рис. 3.

Fig. 7. Distribution to chondrite normalized REE in the Vendian (a), Cambrian (б), Silurian (в), Devonian (г) Carboniferous (д) and Permian (е) clastic zircons.

Number of curves correspond to the numbers of grains in Fig. 3.

рирует от 3.7 до ≈ 227 ; параметры Nb/Ta и U/Yb составляют соответственно 0.9–19.3 и 0.3–2.6.

Сумма РЗЭ так же, как и для подавляющего числа других рассмотренных выше возрастных ассоциаций, относительно невелика (минимум – 56.4, максимум – 94.2 г/т). Только для зерна 31 этот показатель выше (≈ 233 г/т). Отношение тяжелых РЗЭ к легким составляет от 24 до 82. Величина отношения $(Yb/Sm)_N$ варьирует от 61 до 348 (зерно 14), а параметр $(Gd/Er)_N$ меняется от 0.05 до 0.13 (зерно 31). Среднее значение положительной цериевой аномалии составляет ≈ 16 (минимум – 12.4, максимум – 22.0). Европиевая аномалия для всех этих зерен отрицательная (рис. 7г). Величина ее изменяется от 0.08 и 0.18 (зерна 21 и 31) до 0.27 и 0.32 (зерна 8 и 14) и 0.55 и 0.51 (зерна 34 и 79). В то же время следует отметить, что топология спектра распределения РЗЭ у зерна 79 иная, чем у остальных зерен с близкими возрастами. Обломочные цирконы данной ассоциации образуют два возрастных кластера (см. рис. 4, 5е, ж).

Обломочные цирконы с каменноугольными U-Pb возрастными. Концентрация редких и рассеянных элементов установлена для трех зерен, имеющих каменноугольные датировки (67, 8 и 69). Содержание гафния в них сопоставимо (1.17, 1.23 и 1.28%).

Величина Th/U варьирует от 0.3 до 0.7. Значения Hf/Y, Nb/Ta и U/Yb составляют соответственно 150–176, 1.6–8.1 и 0.3–1.

Сумма редкоземельных элементов варьирует от 59 до ≈ 65 г/т, а отношение TRЗЭ/ЛРЗЭ изменяется от 25 до 74. Так же, как и для большинства других зерен обломочных цирконов, выделенных из песчаников нижнего триаса Бельской впадины, кристаллы данной ассоциации характеризуются существенным обогащением тяжелыми редкими землями (рис. 7д). Величины $(Yb/Sm)_N$ и $(Gd/Er)_N$ в заметной степени варьируют: от 93 до 342 и от 0.07 до 0.13 соответственно. Значения цериевой и европиевой аномалий составляют соответственно 21–49 и 0.12–0.22. Зерна 31 и 56 данной ассоциации образуют возрастной кластер 358 ± 12 млн лет (см. рис. 4, 5з).

Обломочные цирконы с пермскими U-Pb датировками. Данная ассоциация представлена только одним зерном (№ 70). Содержание Hf в нем составляет $\approx 1.1\%$. Величина Th/U равна 0.4, что, наряду с данными катодолюминесценции, позволяет

рассматривать это зерно как магматическое. Значения Hf/Y, Nb/Ta и U/Yb соответственно составляют ≈ 168 , 1.6 и 0.5. Сумма РЗЭ ≈ 59 г/т, а отношение TRЗЭ/ЛРЗЭ равно 46. Нормированный по хондриту спектр распределения РЗЭ характеризуется выраженной положительной цериевой аномалией ($Ce/Ce^* = 40.2$). Европиевая аномалия отрицательная ($Eu/Eu^* = 0.42$) (рис. 7е). Значения отношений $(Yb/Sm)_N$ и $(Gd/Er)_N$ составляют соответственно 265 и 0.07.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Как показано выше, все исследованные нами детритовые цирконы характеризуются значениями отношения $Th/U > 0.2$ (рис. 8) и, следовательно, являются магматическими. Подавляющая часть фигуративных точек цирконов независимо от возраста локализована на диаграмме Nb/Ta–Y [34] в области перекрытия полей лампроитов, сиенитов, кимберлитов и основных пород (рис. 9а). Отдельные же зерна девонского, мезопротерозойского и неоархейского возраста расположены в области перекрытия полей гранитоидов и сиенитовых пегматитов. На этой же диаграмме, но с полями составов цирконов из разных типов пород в версии [32], преобладающая часть кристаллов, выделенных из песчаников нижнего триаса, сосредоточена в поле основных пород (рис. 9б).

На диаграмме Y–Hf, предложенной в публикации [34], точки обломочных цирконов из песчаников Бельской впадины сконцентрированы преимущественно в полях I (кимберлиты) и VI (породы и метасоматиты щелочных комплексов), а некоторые из них расположены в полях III (кварцсодержащие средние породы и породы кислого состава) и IV (кислые породы с высоким содержанием SiO_2) (рис. 9в). На диаграмме в тех же координатах, но с рисовкой полей в интерпретации [32] основная часть фигуративных точек сосредоточена в поле, характерном для цирконов из основных магматических пород (рис. 9г), и только два зерна (девонского и мезопротерозойского возраста) расположены в поле цирконов, кристаллизовавшихся в гранитоидах (породах кислого состава).

На диаграмме U–Y [32] (рис. 10) распределение точек обломочных цирконов из песчаников нижнего триаса сопоставимо в целом с распределением их на диаграммах Nb/Ta–Y и Y–Hf. Наконец, на всех диаграммах, приведенных в работе [48], точки обломочных цирконов в основном сосредоточены в поле составов, характерных для пород, сформированных в континентальной коре (рис. 11).

Спектр конкордантных U–Pb изотопных возрастов изученных нами цирконов варьирует от неоархея до границы карбона и перми. Среди цирконов с конкордантными датировками выделяется ряд возрастных кластеров. Те из них, что включают три и

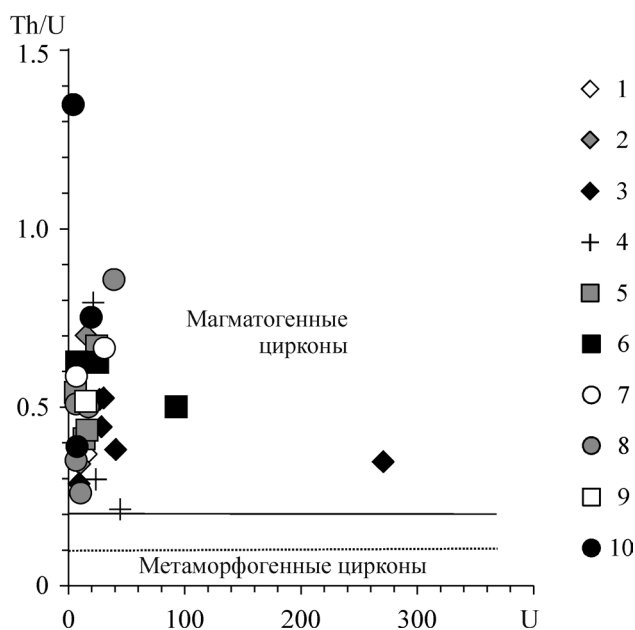


Рис. 8. Распределение фигуративных точек состава обломочных цирконов из песчаников нижнего триаса на диаграмме U–Th/U.

Цирконы: 1 – неоархейские, 2 – палеопротерозойские, 3 – мезопротерозойские, 4 – неопротерозойские, 5 – вендские, 6 – кембрийские, 7 – силурийские, 8 – девонские, 9 – каменноугольные, 10 – пермские.

Fig. 8. The distribution of data points of the detrital zircons from the Lower Triassic sandstones in the U–Th/U diagram.

Zircons: 1 – Neoproterozoic, 2 – Paleoproterozoic, 3 – Mesoproterozoic, 4 – Neoproterozoic, 5 – Vendian, 6 – Cambrian, 7 – Silurian, 8 – Devonian, 9 – Carboniferous, 10 – Permian.

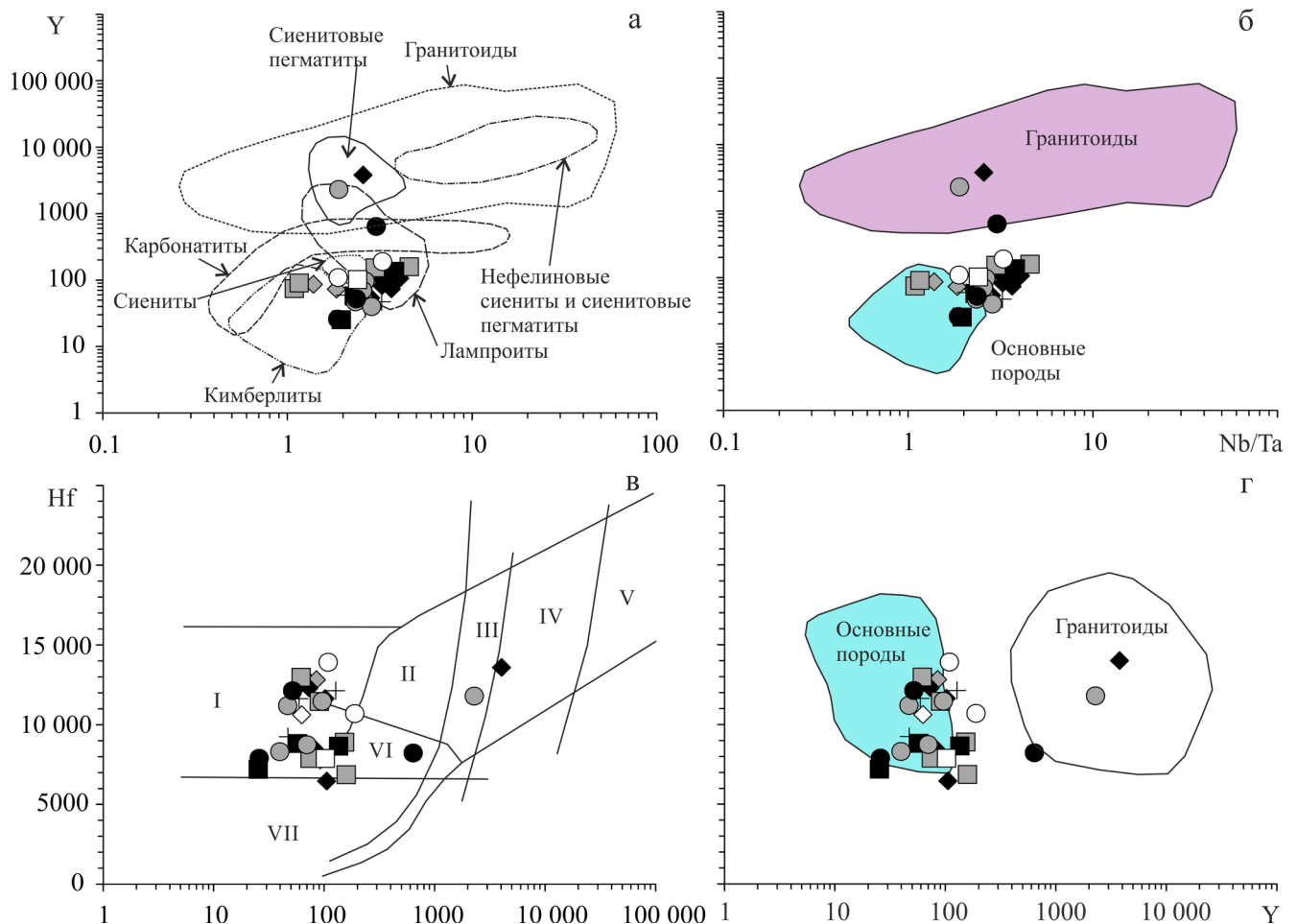


Рис. 9. Положение точек состава обломочных цирконов из песчаников нижнего триаса на диаграммах Nb/Ta–Y (а, б) и Y–Hf (в, г) в редакциях [34] (а, в) и [32] (б, г).

I – кимберлиты; II – ультраосновные, основные и породы среднего состава; III – кварцсодержащие средние породы и породы кислого состава; IV – кислые породы с высоким содержанием SiO₂; V – грейзены; VI – щелочные породы и щелочные метасоматиты щелочных комплексов; VII – карбонатиты. Остальные условные обозначения – см. рис. 8.

Fig. 9. The distribution of the composition points of the detrital zircons from the Lower Triassic sandstones on the diagrams Nb/Ta–Y (а, б) and the Y–Hf (в, г) after [34] (а, б) and [32] (в, г).

I – kimberlites; II – ultrabasic, basic and rocks of intermediate composition; III – quartz-bearing intermediate and felsic rocks; IV – acid rocks with a high content of SiO₂; V – greisens; VI – alkaline and alkaline metasomatic rocks of alkaline complexes; VII – carbonatites. The rest of the symbols – see Fig. 8.

более зерен, имеют возраст (млн лет): 1051 ± 26 (зерна 6, 51 и 75), 582 ± 16 (или, при несколько иной группировке зерен, 574 ± 24), 527 ± 14 (или 536 ± 18), 441 ± 12 , 428 ± 9 (или 419 ± 10 , или 419 ± 12 ; кластер 10 и его вариации) и 393 ± 8 . В целом распределение редких и рассеянных элементов в цирконах позволяет сделать вывод о том, что большинство из них попало в осадочные образования за счет размыва пород основного состава или (при учете возможного неоднократного рециклирования) кристаллизовалось в породах основного состава).

Приведенные данные указывают на существенно более широкий возрастной спектр пород в источниках сноса в раннем триасе, чем это следует из

петрографических наблюдений. Источниками цирконов с ранне- и среднепалеозойскими датировками, вероятнее всего, были магматические комплексы, распространенные в настоящее время в Сакмарской зоне, как это можно предполагать и по микропетрографическим данным. Однако соотношение разновозрастных толщ сегодня, скорее всего, не такое, как было во время формирования молассы. Так, кембрийских вулканитов сейчас в Сакмарской зоне относительно немного [19, 20, и др.], в то время как среди изотопных датировок цирконов кембрийские возраста уступают только девонским. Детритовые цирконы с протерозойскими и неоархейскими датировками являются, вероятно, пере-

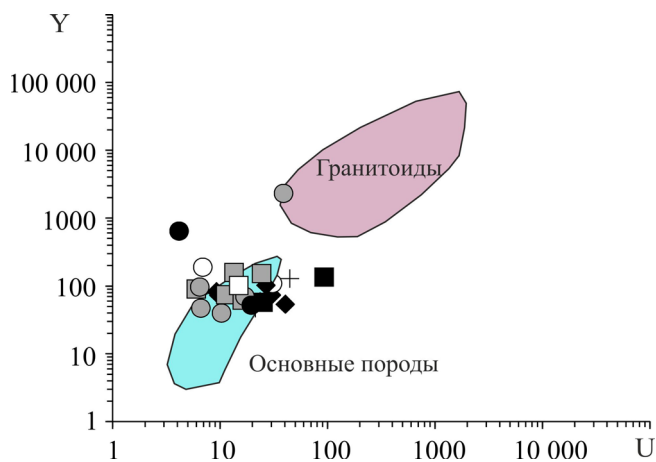


Рис. 10. Положение точек состава обломочных цирконов из песчаников нижнего триаса на диаграмме U–Y в редакции [32].

Условные обозначения – см. рис. 8.

Fig. 10. The distribution of the composition points of the detrital zircons from the Lower Triassic sandstones on U–Y diagram after [32].

Symbols see Fig. 8.

отложенными из рифейско-вендских отложений зоны Уралтау, в состав которых они попали благодаря размыву пород цоколя Восточно-Европейской платформы.

Таким образом, во время формирования моласовой формации в южной части Предуралья прогиба в разрыв были вовлечены преимущественно нижне- и среднепалеозойские образования Сакмарской зоны и докембрийские – зоны Уралтау и, возможно, Башкирского антиклинория. Небольшая доля кристаллов с позднепалеозойскими возрастами позволяет, с учетом приведенных выше геохимических и петрографических данных, предполагать, что гранитные массивы Главной гранитной оси Урала во время формирования Предуральской молассы еще не были вовлечены в разрыв. Вероятно, они еще не были выведены на дневную поверхность или обнажались восточнее линии водораздела. Между тем значительное количество цирконов с докембрийскими возрастами указывает на присутствие в области сноса метаморфических образований зоны Уралтау. Следовательно, водораздел орогена в это время находился восточнее этой зоны. Об этом же свидетельствует наличие в составе песчаников нижнего триаса нескольких кристаллов циркона с каменноугольным возрастом, источник которых мог находиться на западе современной Магнитогорской мегазоны. На основании этих данных можно предположить, что формирование грубообломочных образований финальной стадии орогенеза на Южном Урале происходило главным образом за счет размыва осадочных, магматических и

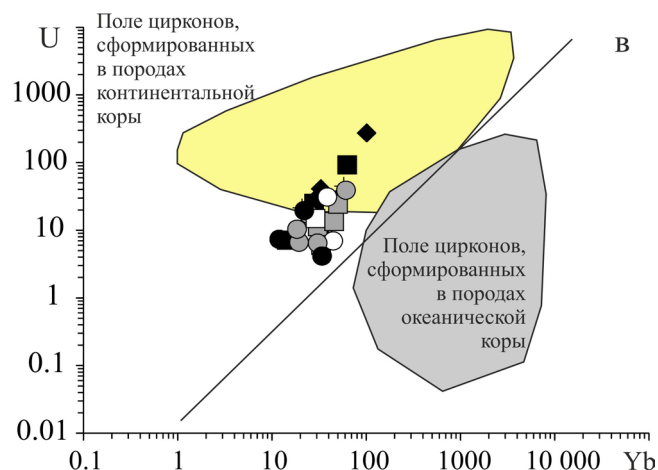
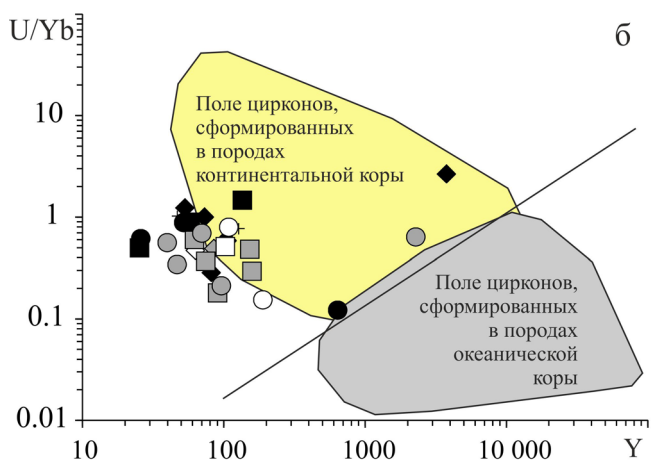
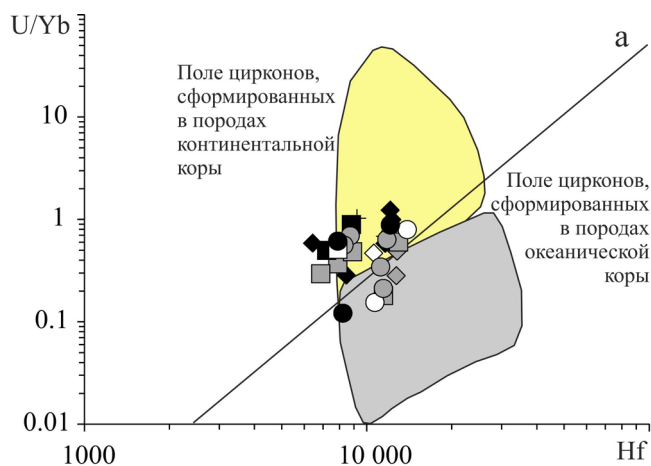


Рис. 11. Положение точек состава обломочных цирконов из песчаников нижнего триаса на диаграммах Hf–U/Yb (а), Y–U/Yb (б) и Yb–U (в).

Условные обозначения – см. рис. 8.

Fig. 11. The distribution of the composition points of the clastic zircons from the Lower Triassic sandstones on the Hf–U/Yb (a), Y–U/Yb (б) and Yb–U (в) diagrams.

Symbols see Fig. 8.

метаморфических комплексов современного западного склона и осевой зоны Урала. Водораздел горного массива в раннем триасе находился лишь немного восточнее современного.

Авторы искренне признательны С.И. Нестеровой за выделение цирконов и Н.С. Глушковой за подготовку иллюстраций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреевич В.Л., Соболева А.А., Герелс Дж. (2013) U-Pb-возраст детритовых цирконов из верхнедокембрийских терригенных отложений Северного Тимана. *Докл. АН.* **450**(5), 562-566.
2. Вовна Г.М., Киселев В.И., Сахно В.Г., Мишкин М.А., Ленников А.М., Зарубина Н.В., Вельдемар А.А. (2014) Первые данные по локальному изотопному U-Pb-датированию цирконов (метод LA-ICP-MS) гиперстеновых плагиогнейсов Джугджурского блока (юго-восток Алданского щита). *Докл. АН.* **459**(2), 189-193.
3. Иванов К.С., Пучков В.Н. (1984) Геология Сакмарской зоны Урала (новые данные). Свердловск: УНЦ АН СССР, 86 с.
4. Кириллова Г.Л. (2014) Реконструкция питающих провинций Восточно-Азиатской континентальной окраины в позднем мезозое по данным изотопной U-Pb геохронологии обломочных цирконов. *Докл. АН.* **456**(4), 448-450.
5. Киселев В.И., Вовна Г.М., Мишкин М.А., Ковалева Е.Ю. (2008) Одновременное определение содержания редких элементов и U-Pb изотопных отношений цирконов по единичному зерну методом LA-ICP-MS. *Аналитика Сибири и Дальнего Востока.* Томск: Изд-во Томского университета, 78-79.
6. Ковач В.П., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Толмачева Е.В., Ван К.Л., Котов А.Б., Чун С.Л., Джан Б.М. (2014) U-Pb возрасты детритовых цирконов из неопротерозойских россыпей Ерементав-Ниязского массива как отражение этапов докембрийской тектоно-магматической эволюции Северного Казахстана. *Докл. АН.* **455**(3), 300-304.
7. Костева Н.Н., Кузнецов Н.Б., Тебенёв А.М., Романюк Т.В. (2014) Первые результаты изотопного U-Pb датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из нижнего палеозоя Шпицбергена. *Докл. АН.* **455**(3), 305-312.
8. Кузнецов Н.Б., Алексеев А.С., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Реймерс А.Н., Цельмович В.А. (2014) Тестирование моделей позднекембрийской эволюции северо-восточной периферии Восточно-Европейской платформы на основе первых результатов изотопного U/Pb-датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из верхнекембрийских песчаников Юго-восточного Беломорья. *Докл. АН.* **458**(3), 313-317.
9. Кузьмин В.К. (2014) Возраст осадконакопления и метаморфизма терригенных пород Срединно-Камчатского и Ганальского поднятий по результатам SHRIMP U-Pb датирования циркона. *Докл. АН.* **454**(6), 689-694.
10. Маслов А.В., Вовна Г.М., Киселёв В.И., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. (2011) Первые результаты U-Pb датирования обломочных цирконов из отложений серебрянской серии (верхний протерозой, Средний Урал). *Докл. АН.* **439**(3), 359-364.
11. Маслов А.В., Вовна Г.М., Киселёв В.И., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. (2012) U-Pb систематика обломочных цирконов из отложений серебрянской серии Среднего Урала. *Литология и полез. ископаемые.* (2), 180-196.
12. Мизенс Г.А. (1997а) Об этапах формирования Предуральского прогиба. *Геотектоника.* (5), 33-46.
13. Мизенс Г.А. (1997б) Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 230 с.
14. Наливкин В.Д. (1950) Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. Л.; М.: Гостоптехиздат, 127 с.
15. Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 146 с.
16. Пушаровский Ю.М. (1959) Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М.: Изд-во АН СССР, 154 с.
17. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. (2014) Геохимическая и Lu/Hf-изотопная (LA-ICP-MS) систематика детритных цирконов из песчаников базальных уровней стратотипа рифея. *Докл. АН.* **459**(3), 340-344.
18. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Ронкин Ю.Л., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. (2013) Геохимическая и (LA-ICP-MS) Lu-Hf систематика детритных цирконов из лемезинских песчаников верхнего рифея Южного Урала. *Докл. АН.* **453**(6), 657-661.
19. Руженцев С.В. (2005) "Фациальные" покровы в структуре западного склона Южного Урала. *Очерки по региональной тектонике.* Т. 2. М.: Наука, 56-83.
20. Рязанцев А.В., Борисенко Д.В., Дубинина С.В., Калинина Е.А., Кузнецов Н.Б., Матвеева Е.А., Аристов В.А. (2005) Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений. *Очерки по региональной тектонике.* Т. 2. М.: Наука, 84-134.
21. Стратиграфические схемы Урала (1993) Екатеринбург: Роскомнедра, ИГГ УрО РАН, 172 с.
22. Твердохлебов В.П. (2001) Предгорные конусы выноса и эоловые отложения как индикаторы аридности климата на востоке Европейской части России в начале триаса. *Изв. вузов. Геология и разведка.* (1), 53-57.
23. Твердохлебов В.П. (2001) Особенности накопления аллювиальных и дельтовых образований в условиях аридного климата. *Изв. вузов. Геология и разведка.* (2), 146-148.
24. Туркина О.М., Лепехина Е.Н., Бережная Н.Г., Капитонов И.Н. (2014) U-Pb возраст и изотопная Lu-Hf систематика детритовых цирконов из парагнейсов Булунского блока (Шарыжалгайский выступ фундамента Сибирской платформы). *Докл. АН.* **458**(5), 582-589.
25. Хворова И.В. (1961) Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 352 с.
26. Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Беличенко В.Г., Прошенкин А.И., Джен Х. (Geng H.), Вещева С.В., Левин А.В. (2014) U-Pb датирование методом

- LA-ICP-MS детритовых цирконов из метатерригенных отложений венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента (Тункинские гольцы, Восточный Саян). *Докл. АН*. **454**(4), 452-455.
27. Шутов В.Д. (1967) Классификация песчаников. *Литология и полез. ископаемые*. (5), 86-103.
 28. Ahrens L.H., Cherry R.D., Erlank A.J. (1967) Observation on the Th-U relationship in zircons from granitic rocks and from kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **31**, 2379-2387.
 29. Andersen T. (2005) Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chem. Geol.* **216**, 249-270.
 30. Andersen T., Griffin W.L., Jackson S.E., Knudsen T.-L. (2004) Mid-Proterozoic magmatic arc evolution at the southwest margin of the Baltic Shield. *Lithos*. **73**, 289-318.
 31. Andersen T., Griffin W.L., Pearson N.J. (2002) Crustal evolution in the SW part of the Baltic Shield: the Hf isotope evidence. *J. Petrol.* **43**, 1725-1747.
 32. Andersen T., Saeed A., Gabrielsen R.H., Olaussen S. (2011) Provenance characteristics of the Brumunddal sandstone in the Oslo Rift derived from U-Pb, Lu-Hf and trace element analyses of detrital zircons by laser ablation IC-MPS. *Norw. J. Geol.* **91**, 1-19.
 33. Barr S.M., Davis D.W., Kamo S., White C.E. (2003) Significance of U-Pb detrital zircon ages in quartzite from peri-Gondwanan terranes, New Brunswick and Nova Scotia, Canada. *Precamb. Res.* **126**, 123-145.
 34. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.* **143**, 602-622.
 35. Belousova E.A., Griffin W.L., Pearson N.J. (1998) Trace element composition and cathodoluminescence properties of southern African kimberlitic zircons. *Mineral. Mag.* **62**(3), 355-366.
 36. Bingen B., Birkeland A., Nordgulen O., Sigmond E.M.O. (2001) Correlation of supracrustal sequences and origin of terranes in the Sveconorwegian orogen of SW Scandinavia: SIMS data on zircon in clastic metasediments. *Precamb. Res.* **108**, 293-318.
 37. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. (2003) TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chem. Geol.* **200**, 155-170.
 38. Cavosie A.J., Valley J.W., Wilde S.A. (2006) Correlated microanalysis of zircon: Trace element, $\delta^{18}\text{O}$, and U-Th-Pb isotopic constraints on the igneous origin of complex >3900 Ma detrital grains. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **70**, 5601-5616.
 39. Condie K.C., Beyer E., Belousova E., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. (2005) U-Pb isotopic ages and Hf isotopic composition of single zircons: the search for juvenile Precambrian continental crust. *Precamb. Res.* **139**, 42-100.
 40. Davis D.W. (2002) U-Pb geochronology of Archaean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precamb. Res.* **115**, 97-117.
 41. De Haas G.J.L.M., Andersen T., Vestin J. (1999) Detrital zircon geochronology: new evidence for an old model for accretion of the Southwest Baltic Shield. *J. Geol.* **107**, 569-586.
 42. Dickinson W.R., Lawton T.F., Gehrels G.E. (2009) Recycling detrital zircons: A case study from the Cretaceous Bisbee Group of southern Arizona. *Geol.* **37**(6), 503-506.
 43. Fedo C.M., Sircombe K.N., Rainbird R.H. (2003) Detrital zircon analysis of the sedimentary record. *Zircon, Rev. Mineral. Geochem.* (Eds J.M. Hanchar and P.W.O. Hoskin). **53**, 277-303.
 44. Gaucher C., Finney S.C., Poire D.G., Valencia V.A., Grove M., Blanco G., Pamoukaghlian K., Peral L.G. (2008) Detrital zircon ages of Neoproterozoic sedimentary successions in Uruguay and Argentina: Insights into the geological evolution of the Rio de la Plata Craton. *Precamb. Res.* **167**, 150-170.
 45. Gehrels G.E. (2006) Analytical methods. www.geo.arizona.edu/alc/Analytical%20Methods.htm, accessed 1 March 07, 2006.
 46. Gehrels G.E., Ruiz J., Valencia V.A., Pullen A., Baker M. (2006) Detrital zircon U-Th-Pb geochronology by LA-MC-ICPMS at the Arizona LaserChron Center. *GSA Abstracts Programs*. **38**(7), 408.
 47. Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2004) Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precamb. Res.* **131**, 231-282.
 48. Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghøj K., Schwartz J.J. (2007) Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geol.* **35**(7), 643-646.
 49. Hartmann L.A., Leite J.A.D., Silva L.C., Remus M.V.D., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Santos J.O.S., Vasconcellos M.A.Z. (2000) Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Austral. J. Earth Sci.* **47**, 829-844.
 50. Hartmann L.A., Santos J.O.S. (2004) Predominance of high Th/U, magmatic zircon in Brazilian Shield sandstones. *Geol.* **32**(1), 73-76.
 51. Hoskin P.W.O., Ireland T.R. (2000) Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geol.* **28**, 627-630.
 52. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Zircon, Rev. Mineral. Geochem.* (Eds J.M. Hanchar and P.W.O. Hoskin). **53**, 27-62.
 53. Kinney P.D. and Maas R. (2003) Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon. *Zircon, Rev. Mineral. Geochem.* (Eds J.M. Hanchar and P.W.O. Hoskin). **53**, 327-341.
 54. Lahtinen R., Huhma H., Kousa J. (2002) Contrasting source components of the Paleoproterozoic Svecofennian metasediments: Detrital zircon U-Pb, Sm-Nd and geochemical data. *Precamb. Res.* **116**, 81-109.
 55. Lauri L.S., Andersen T., Holtta P., Huhma H., Graham S. (2011) Evolution of the Archaean Karelian province in the Fennoscandian Shield in the light of U-Pb zircon ages and Sm-Nd and Lu-Hf Isotope systematics. *J. Geol. Soc., London*. **168**, 201-218.
 56. Rainbird R.H., Davis W.J. (2007) U-Pb detrital zircon geochronology and provenance of the late Paleoproterozoic Dubawnt Supergroup: Linking sedimentation with tectonic reworking of the western Churchill Province, Canada. *GSA Bull.* **119**, 314-328.
 57. Safonova I., Maruyama S., Hirata T., Kon Y., Rino S. (2010) LA-ICP-MS U-Pb ages of detrital zircons from

- Russia largest rivers: Implications for major granitoid events in Eurasia and global episodes of supercontinent formation. *J. Geodynamics*. **50**, 134-153.
58. Sambridge M.S., Compston W. (1994) Mixture modelling of multicomponent data sets with application to ion-probe zircon ages. *Earth Planet. Sci. Lett.* **128**, 373-390.
 59. Sircombe K.N. (2000) Quantitative comparison of geochronological data using multivariate analysis: a provenance study example from Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **64**, 1593-1619.
 60. Sircombe K.N., Hazelton M.L. (2004) Comparison of detrital zircon age distributions by kernel functional estimation. *Sediment. Geol.* **171**, 91-111.
 61. Vavra G., Schmid R., Gebauer D. (1999) Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: Geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contrib. Mineral. Petrol.* **134**, 380-404.
 62. Vermeesch P. (2004) How many grains are needed for a provenance study? *Earth Planet. Sci. Lett.* **224**, 351-441.
 63. Wiedenbeck M., Alle, P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. (1995) Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostand. Newsl.* **19**, 1-23.
 64. Williams I.S. (2001) Response of detrital zircon and monazite, and their U-Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia. *Aust. J. Earth Sci.* **48**, 557-580.

Detrital zircons from Lower Triassic sandstones, Belsky depression, Pre-Uralian foredeep: LA-ICP-MS U-Pb isotopic ages and distribution of rare and trace elements

A. V. Maslov*, G. A. Mizens*, G. M. Vovna**, V. I. Kiselev**, Yu. L. Ronkin*

*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

**Far East Geological Institute, Far East Branch of RAS

Lower Triassic sandstones in the southern part of Belsky depression (Pre-Uralian foredeep) contain detrital zircons with concordant U-Pb isotopic ages ranging from Neoarchean to the boundary of the Carboniferous and Permian. The distribution of rare and trace elements in zircons suggests that the majority of them fall into the Triassic sandstones due to erosion of basic rocks (or, taking into account the possibility of multiple recycling, most of them are crystallized in the rocks of basic composition). These data indicate a much wider age range of rocks in provenances in the Early Triassic, than it follows from petrographic observations. The micropetrographic data testify that the magmatic complexes which are distributed at present in Sakmara area were the sources of zircons with the Early and Middle Paleozoic datings. Detrital zircons with the Proterozoic and Neoarchean ages are likely redeposited from Riphean-Vendian Ural-Tau zone, where they were brought due to erosion of East European platform base. A small proportion of crystals with Late Paleozoic ages taking into account the geochemical and petrographic data, permits suggest that granite massifs of the Main Granitic axis of the Urals, during the formation of Pre-Uralian molasses has not been involved into erosion. Perhaps they have not yet been withdrawn to the surface, or were placed to the East line of the watershed. At the same time, a significant number of zircons with Precambrian age indicates that the Ural-Tau metamorphic formations were in the erosion zone. Consequently, the orogen watershed at that time was to the east of the zone. This is also evidenced by the presence in the Lower Triassic sandstones few crystals of zircon with Carboniferous age, the source of which could be to the west of modern Magnitogorsk megazone. On the basis of these data we suggest that the forming of coarse clastic formations of the final stage of orogeny in the southern Urals occurred mainly due to erosion of sedimentary, igneous and metamorphic complexes from modern western slope of the axial zone of the Urals.

Key words: *Pre-Uralian foredeep, Belsky depression, Lower Triassic, detrital zircons, U-Pb isotopic ages, rare and trace elements distribution, provenances.*

REFERENCES

1. Andreichev V.L., Soboleva A.A., Gerels Dzh. (2013) U-Pb-vozrast detritovykh zyrkonov iz verkhnedokembriyskikh terrigennykh otlozheniy Severnogo Timana [U-Pb-age of detrital zircons from the Upper Precambrian terrigenous deposits of the Northern Timan]. *Dokl. AN.* **450**(5), 562-566. (in Russian)
2. Vovna G.M., Kiselev V.I., Sakhno V.G., Mishkin M.A., Lennikov A.M., Zarubina N.V., Vel'demar A.A. (2014) Pervye dannye po lokal'nomu izotopnomu U-Pb-datirovaniyu tsirkonov (metod LA-ICP-MS) giperstenovykh plagiogneysov Dzhugdzhurskogo bloka (jugo-vostok Aldanskogo shchita) [The first data on

- the local isotope U-Pb-dating of zircons (a method of LA-ICP-MS) from hypersthene plagiogneiss Dzhugdzhur block (south-east of the Aldan Shield)]. *Dokl. AN.* **459**(2), 189-193. (in Russian)
3. Ivanov K.S., Puchkov V.N. (1984) Geologiya Sakmarskoy zony Urala (novye dannye) [Geology Sakmara area of the Urals (new data)]. Sverdlovsk: UNTs AN SSSR, 86 s. (in Russian)
 4. Kirillova G.L. (2014) Rekonstruktsiya pitajushchikh provintsiy Vostochno-Aziatskoy kontinental'noy okrainy v pozdnem mezozoe po dannym izotopnoy U-Pb geokhologii oblomochnykh tsirkonov [Reconstruction of the provenances of East Asian continental margin in the Late Mesozoic according isotope U-Pb geochronology of detrital zircons]. *Dokl. AN.* **456**(4), 448-450. (in Russian)
 5. Kiselev V.I., Vovna G.M., Mishkin M.A., Kovaleva E.Ju. (2008) Odnovremennoe opredelenie sodержaniya redkikh elementov i U-Pb izotopnykh otnosheniy tsirkonov po edinichnomu zernu metodom LA-ISP-MS [Simultaneous determination of trace element and U-Pb isotope ratios of individual grains of zircon by LA-ICP-MS]. *Analitika Sibiri i Dal'nego Vostoka.* Tomsk: Izdatel'stvo Tomskogo universiteta, 78-79. (in Russian)
 6. Kovach V.P., Riazantsev A.V., Tret'yakov A.A., Degtyarev K.E., Tolmacheva E.V., Van K.L., Kotov A.B., Chun S.L., Dzhan B.M. (2014) U-Pb vozrasty detritovykh tsirkonov iz neoproterozoyskikh rossypey Erementau-Nijazskogo massiva kak otkazhenie etapov dokembriyskoy tektono-magmaticheskoy evoliutsii Severnogo Kazakhstana [U-Pb age of detrital zircons from the Neoproterozoic-placers Erementau Niyazskogo massif as a reflection of the stages of the Precambrian tectonomagmatic evolution of Northern Kazakhstan]. *Dokl. AN.* **455**(3), 300-304. (in Russian)
 7. Kosteva N.N., Kuznetsov N.B., Teben'kov A.M., Romanjuk T.V. (2014) Pervye rezul'taty izotopnogo U-Pb datirovaniya (LA-ICP-MS) detritnykh tsirkonov iz nizhnego paleozoya Shpitsbergena [The first results of the isotope U-Pb dating (LA-ICP-MS) detrital zircons from the Lower Paleozoic Svalbard]. *Dokl. AN.* **455**(3), 305-312. (in Russian)
 8. Kuznetsov N.B., Alekseev A.S., Belousova E.A., Romanjuk T.V., Reymers A.N., Tsel'movich V.A. (2014) Testirovanie modeley pozdnevedskoy evolutsii severo-vostochnoy periferii Vostochno-Evropeyskoy platformy na osnove pervykh rezul'tatov izotopnogo U/Pb-datirovaniya (LA-ICP-MS) detritnykh tsirkonov iz verkhnevedskikh peschanikov Jugo-vostochnogo Belomor'ya [The testing of models of Late Devonian evolution of the north-eastern periphery of East European platform, based on the first results of the isotope U-Pb-dating (LA-ICP-MS) detrital zircons from Upper Vend sandstones of south-east area surrounding Beloe Sea]. *Dokl. AN.* **458**(3), 313-317. (in Russian)
 9. Kuz'min V.K. (2014) Vozrast osadkonakopleniya i metamorfizma terrigennykh porod Sredinno-Kamchatskogo i Ganal'skogo podnjatiy po rezul'tatam SHRIMP U-Pb datirovaniya tsirkona [Age of sedimentation and metamorphism of terrigenous rocks of the Mid-Kamchatsky and Ganal uplifts as the results of SHRIMP U-Pb dating of zircon]. *Dokl. AN.* **454**(6), 689-694. (in Russian)
 10. Maslov A.V., Vovna G.M., Kisel'gov V.I., Krupenin M.T., Ronkin Ju.L. (2011) Pervye rezul'taty U-Pb datirovaniya oblomochnykh tsirkonov iz otlozheniy serebrjanskoy serii (verkhniy proterozoy, Sredniy Ural) [The first results of U-Pb dating of detrital zircons from deposits Serebryanka series (Upper Proterozoic, Middle Urals)]. *Dokl. AN.* **439**(3), 359-364. (in Russian)
 11. Maslov A.V., Vovna G.M., Kisel'gov V.I., Ronkin Ju.L., Krupenin M.T. (2012) U-Pb sistematika oblomochnykh tsirkonov iz otlozheniy serebrjanskoy serii Srednego Urala [U-Pb detrital zircon systematics of deposits Serebryanka series of the Middle Urals]. *Leetologiya i poleznye iskopaemye.* (2), 180-196. (in Russian)
 12. Mizens G.A. (1997a) Ob etapakh formirovaniya Predural'skogo progiba. [About stages of the Pre-Ural Trough]. *Geotektonika* (5), 33-46. (in Russian)
 13. Mizens G.A. (1997b) Verkhnepaleozoyskiy flish Zapadnogo Urala [Upper Paleozoic flysch of Western Urals]. Ekaterinburg: Ural'skoe Otdelenie Rossiyskoy Akademii Nauk, 230 s. (in Russian)
 14. Nalivkin V.D. (1950) Fatsii i geologicheskaya istoriya Ufimskogo plato i Jurjuzano-Sylvenskoy depressii [Facies and geological history of the Ufa plateau and Yuryuzan'-Sylva depression]. Leningrad, Moscow: Gostoptekhizdat, 127 s. (in Russian)
 15. Puchkov V.N. (2000) Paleogeodinamika Juzhnogo i Srednego Urala [Paleo-geodynamics of South and Middle Urals]. Ufa: Dauriya, 146 s. (in Russian)
 16. Pushcharovskiy Ju.M. (1959) Kraevye progiby, ikh tektonicheskoe stroenie i razvitiye [Outside depressions, their tectonic structure and development]. Moscow: Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, 154 c. (in Russian)
 17. Romanjuk T.V., Kuznetsov N.B., Maslov A.V., Belousova E.A., Krupenin M.T., Ronkin Ju.L., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N. (2014) Geohimicheskaya i Lu/Hf-izotopnaya (LA-ICP-MS) sistematika detritnykh tsirkonov iz peschanikov bazal'nykh urovney stratotipa rifeja [Geochemical and Lu-Hf isotope (LA-ICP-MS) taxonomy of detrital zircons from the sandstones of the basal levels of Riphean stratotype]. *Dokl. AN.* **459**(3), 340-344. (in Russian)
 18. Romanjuk T.V., Kuznetsov N.B., Maslov A.V., Belousova E.A., Ronkin Ju.L., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N. (2013) Geohimicheskaya i (LA-ICP-MS) Lu-Hf sistematika detritnykh tsirkonov iz lemezinskikh peschanikov verkhnego rifeja Juzhnogo Urala [Geochemical and (LA-ICP-MS) Lu-Hf systematics of detrital zircons from the Lemezinsk sandstones of the Upper Riphean in Southern Urals]. *Dokl. AN.* **453**(6), 657-661. (in Russian)
 19. Ruzhentsev S.V. (2005) "Fatsial'nye" pokrovy v strukture zapadnogo sklona Juzhnogo Urala ["Facies" covers in the structure of the western slope of the Southern Urals]. *Ocherki po regional'noy tektonike. T. 2.* Moscow: Nauka, 56-83. (in Russian)
 20. Rjazantsev A.V., Borisenok D.V., Dubinina S.V., Kalinina E.A., Kuznetsov N.B., Matveeva E.A., Aristov V.A. (2005) Obshchaya struktura Sakmarskoy zony Juzhnogo Urala v rayone Mednogorskikh kolchedannykh mestorozhdeniy [The overall structure of the Southern Urals Sakmara area near Mednogorsk pyrite deposits]. *Ocherki po regional'noy tektonike. T. 2.* Moscow: Nauka, 84-134. (in Russian)
 21. Stratigraficheskie skhemy Urala [Stratigraphic schemes of the Urals] (1993) Ekaterinburg: Rosskomnedra, IGG

- UrO RAN, 172 s. (in Russian)
22. Tverdokhlebov V.P. (2001a) Predgornye konusy vynosa i eolovye otlozheniya kak indikatory aridnosti climata na vostoke Evropeyskoy chasti Rossii v nachale triasa. [Piedmont fans and aeolian deposits as indicators of aridity in the east of the European part of Russia at the beginning of the Triassic]. *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka* (1), 53-57. (in Russian)
 23. Tverdokhlebov V.P. (2001b) Osobennosti nakopleniya alljvial'nykh i del'tovykh obrazovaniy v usloviyakh aridnogo climata [Features of accumulation of alluvial and deltaic formations in an arid climate conditions]. *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka*. (2), 146-148. (in Russian)
 24. Turkina O.M., Lepehina E.N., Berezhnaya N.G., Kapitonov I.N. (2014) U-Pb vozrast i izotopnaya Lu-Hf sistematika detritovykh tsirkonov iz paragneysov Bulunskogo bloka (Sharyzhalgayskiy vystup fundamenta Sibirskoy platformy) [U-Pb age and isotopic systematics Lu-Hf of detrital zircons from paragneisses Bulun block (Sharyzhalgai basement of the Siberian Platform)]. *Dokl. AN*. **458**(5), 582-589. (in Russian)
 25. Khvorova I.V. (1961) Flishevaya i nizhnemolassovaya formatsii Juzhnogo Urala [Flysch and Law molass formations of the Southern Urals]. Moscow: Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, 352 s. (in Russian)
 26. Shkol'nik S.I., Letnikova E.F., Belichenko V.G., Proshenkin A.I., Geng H., Veshcheva S.V., Levin A.V. (2014) U-Pb datirovanie metodom LA-ICP-MS detritovykh tsirkonov iz metaterriqennykh otlozheniy vend-kembriyskogo chekhla Tuvino-Mongol'skogo mikrokontinenta (Tunkinskie gol'tsy, Vostochnyy Sajan) [U-Pb dating by LA-ICP-MS detrital zircons from metaterriqenous Vendian-Cambrian cover of the Tuva-Mongolian microcontinent (Tunkin Loaches, East Sayan)]. *Dokl. AN*. **454**(4), 452-455. (in Russian)
 27. Shutov V.D. (1967) Klassifikatsiya peschanikov [Classification of sandstones]. *Litologiya i poleznye iskopaemye*. (5), 86-103. (in Russian)
 28. Ahrens L.H., Cherry R.D., Erlank A.J. (1967) Observa Ahrens L.H., Cherry R.D., Erlank A.J. (1967) Observation on the Th-U relationship in zircons from granitic rocks and from kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **31**, 2379-2387.
 29. Andersen T. (2005) Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chem. Geol.* **216**, 249-270.
 30. Andersen T., Griffin W.L., Jackson S.E., Knudsen T.-L. (2004) Mid-Proterozoic magmatic arc evolution at the southwest margin of the Baltic Shield. *Lithos*. **73**, 289-318.
 31. Andersen T., Griffin W.L., Pearson N.J. (2002) Crustal evolution in the SW part of the Baltic Shield: the Hf isotope evidence. *J. Petrol.* **43**, 1725-1747.
 32. Andersen T., Saeed A., Gabrielsen R.H., Olaussen S. (2011) Provenance characteristics of the Brumunddal sandstone in the Oslo Rift derived from U-Pb, Lu-Hf and trace element analyses of detrital zircons by laser ablation IC-MPS. *Norw. J. Geol.* **91**, 1-19.
 33. Barr S.M., Davis D.W., Kamo S., White C.E. (2003) Significance of U-Pb detrital zircon ages in quartzite from peri-Gondwanan terranes, New Brunswick and Nova Scotia, Canada. *Precamb. Res.* **126**, 123-145.
 34. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.* **143**, 602-622.
 35. Belousova E.A., Griffin W.L., Pearson N.J. (1998) Trace element composition and cathodoluminescence properties of southern African kimberlitic zircons. *Mineral. Mag.* **62**(3), 355-366.
 36. Bingen B., Birkeland A., Nordgulen O., Sigmond E.M.O. (2001) Correlation of supracrustal sequences and origin of terranes in the Sveconorwegian orogen of SW Scandinavia: SIMS data on zircon in clastic metasediments. *Precamb. Res.* **108**, 293-318.
 37. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. (2003) TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chem. Geol.* **200**, 155-170.
 38. Cavosie A.J., Valley J.W., Wilde S.A. (2006) Correlated microanalysis of zircon: Trace element, d18O, and U-Th-Pb isotopic constraints on the igneous origin of complex >3900 Ma detrital grains. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **70**, 5601-5616.
 39. Condie K.C., Beyer E., Belousova E., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. (2005) U-Pb isotopic ages and Hf isotopic composition of single zircons: the search for juvenile Precambrian continental crust. *Precamb. Res.* **139**, 42-100.
 40. Davis D.W. (2002) U-Pb geochronology of Archaean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precamb. Res.* **115**, 97-117.
 41. De Haas G.J.L.M., Andersen T., Vestin J. (1999) Detrital zircon geochronology: new evidence for an old model for accretion of the Southwest Baltic Shield. *J. Geol.* **107**, 569-586.
 42. Dickinson W.R., Lawton T.F., Gehrels G.E. (2009) Recycling detrital zircons: A case study from the Cretaceous Bisbee Group of southern Arizona. *Geol.* **37**(6), 503-506.
 43. Fedo C.M., Sircombe K.N., Rainbird R.H. (2003) Detrital zircon analysis of the sedimentary record. *Zircon, Rev. Mineral. Geochem.* (Eds J.M. Hanchar and P.W.O. Hoskin). **53**, 277-303.
 44. Gaucher C., Finney S.C., Poire D.G., Valencia V.A., Grove M., Blanco G., Pamoukaghlian K., Peral L.G. (2008) Detrital zircon ages of Neoproterozoic sedimentary successions in Uruguay and Argentina: Insights into the geological evolution of the Rio de la Plata Craton. *Precamb. Res.* **167**, 150-170.
 45. Gehrels G.E. (2006) Analytical methods. www.geo.arizona.edu/alc/Analytical%20Methods.htm, accessed 1 March 07, 2006.
 46. Gehrels G.E., Ruiz J., Valencia V.A., Pullen A., Baker M. (2006) Detrital zircon U-Th-Pb geochronology by LA-MC-ICPMS at the Arizona LaserChron Center. *GSA Abstracts Programs*. **38**(7), 408.
 47. Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2004) Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precamb. Res.* **131**, 231-282.
 48. Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghøj K., Schwartz J.J. (2007) Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geol.* **35**(7), 643-646.

49. Hartmann L.A., Leite J.A.D., Silva L.C., Remus M.V.D., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Santos J.O.S., Vasconcellos M.A.Z. (2000) Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Austral. J. Earth Sci.* **47**, 829-844.
50. Hartmann L.A., Santos J.O.S. (2004) Predominance of high Th/U, magmatic zircon in Brazilian Shield sandstones. *Geol.* **32**(1), 73-76;
51. Hoskin P.W.O., Ireland T.R. (2000) Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geol.* **28**, 627-630.
52. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Zircon, Rev. Mineral. Geochem.* (Eds J.M. Hanchar and P.W.O. Hoskin). **53**, 27-62.
53. Kinney P.D. and Maas R. (2003) Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon. *Zircon, Rev. Mineral. Geochem.* (Eds J.M. Hanchar and P.W.O. Hoskin). **53**, 327-341.
54. Lahtinen R., Huhma H., Kousa J. (2002) Contrasting source components of the Paleoproterozoic Svecofennian metasediments: Detrital zircon U-Pb, Sm-Nd and geochemical data. *Precamb. Res.* **116**, 81-109.
55. Lauri L.S., Andersen T., Holtta P., Huhma H., Graham S. (2011) Evolution of the Archaean Karelian province in the Fennoscandian Shield in the light of U-Pb zircon ages and Sm-Nd and Lu-Hf Isotope systematics. *J. Geol. Soc., London.* **168**, 201-218.
56. Rainbird R.H., Davis W.J. (2007) U-Pb detrital zircon geochronology and provenance of the late Paleoproterozoic Dubawnt Supergroup: Linking sedimentation with tectonic reworking of the western Churchill Province, Canada. *GSA Bull.* **119**, 314-328.
57. Safonova I., Maruyama S., Hirata T., Kon Y., Rino S. (2010) LA-ICP-MS U-Pb ages of detrital zircons from Russia largest rivers: Implications for major granitoid events in Eurasia and global episodes of supercontinent formation. *J. Geodynamics.* **50**, 134-153.
58. Sambridge M.S., Compston W. (1994) Mixture modelling of multicomponent data sets with application to ion-probe zircon ages. *Earth Planet. Sci. Lett.* **128**, 373-390.
59. Sircombe K.N. (2000) Quantitative comparison of geochronological data using multivariate analysis: a provenance study example from Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **64**, 1593-1619.
60. Sircombe K.N., Hazelton M.L. (2004) Comparison of detrital zircon age distributions by kernel functional estimation. *Sediment. Geol.* **171**, 91-111.
61. Vavra G., Schmid R., Gebauer D. (1999) Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: Geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contrib. Mineral. Petrol.* **134**, 380-404.
62. Vermeesch P. (2004) How many grains are needed for a provenance study? *Earth Planet. Sci. Lett.* **224**, 351-441.
63. Wiedenbeck M., Alle, P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. (1995) Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostand. Newsl.* **19**, 1-23.
64. Williams I.S. (2001) Response of detrital zircon and monazite, and their U-Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia. *Aust. J. Earth Sci.* **48**, 557-580.