

УДК 550.93

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-82-91

ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТОВ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ В РАЗРЕЗЕ ЮРЮЗАНО-СЫЛВЕНСКОЙ ВПАДИНЫ ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА ПО ДАННЫМ U–Pb LA–ICP–MS ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ — ПОКАЗАТЕЛЬ ЕДИНОГО ИСТОЧНИКА СНОСА

Екатерина Алексеевна Володина¹✉, Александр Вениаминович Тевелев²,
Александра Андреевна Борисенко³, Егор Владимирович Коптев⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ekaterina.volodina2015@yandex.ru ✉, <https://istina.msu.ru/profile/VolodinaEA/>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; atevelev@yandex.ru, https://istina.msu.ru/profile/Al_Tevelev-1970/

³ ООО «Геотехконсалтинг», Москва, Россия; borsanya@yandex.ru, <https://istina.msu.ru/workers/312726926/>

⁴ Университет МакМастер, Гамильтон, Канада; coptevegor@gmail.com, <https://istina.msu.ru/workers/283582635/>

Аннотация. Юрюзано-Сылвенская впадина является частью Предуральского краевого прогиба. Она выполнена флишево-молассовыми комплексами в интервале от московского яруса среднего карбона до артинского яруса нижней перми. Из разных уровней разреза отобраны 9 проб на выделение и датировку детритовых цирконов. Особый интерес вызывает распределение в этих пробах возрастов докембрийских цирконов. Снизу вверх количество докембрийских цирконов в целом уменьшается от 97 до 4%. Вместе с тем спектры распределения возрастов этих цирконов примерно совпадают по всему разрезу, что предполагает для них единый источник. Кроме того, эти спектры практически неотличимы от спектра цирконов ашинской серии венда Башкирской мегазоны, которая, видимо, и является постоянным элементом области сноса для верхнепалеозойских свит Юрюзано-Сылвенской впадины. Рифейские рифтогенные комплексы Башкирской мегазоны и архейско-раннепротерозойские комплексы Тараташского выступа в состав области сноса не входили.

Ключевые слова: Предуральский краевой прогиб, средний карбон, нижняя пермь, песчаники, детритовые цирконы

Для цитирования: Володина Е.А., Тевелев А.В., Борисенко А.А., Коптев Е.В. Характер распределения возрастов докембрийских обломочных цирконов в разрезе Юрюзано-Сылвенской впадины Предуральского краевого прогиба по данным U–Pb LA–ICP–MS изотопного датирования — показатель единого источника сноса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 82–91.

CHARACTER OF AGE DISTRIBUTION OF PRECAMBRIAN DETRITAL ZIRCONS IN THE SECTION OF THE YURYUZAN-SYLVENSKAYA BASIN OF THE URALIAN FOREDEEP BASED ON U–Pb LA–ICP–MS ISOTOPIC DATING — SINGLE SOURCE DEMOLITION INDICATOR

Ekaterina A. Volodina¹✉, Aleksander V. Tevelev², Aleksandra A. Borisenko³,
Egor V. Koptev⁴

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ekaterina.volodina2015@yandex.ru ✉, <https://istina.msu.ru/profile/VolodinaEA/>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; atevelev@yandex.ru, https://istina.msu.ru/profile/Al_Tevelev-1970/

³ Geotechconsulting Ltd., Moscow, Russia; borsanya@yandex.ru, <https://istina.msu.ru/workers/312726926/>

⁴ McMaster University, Hamilton, Canada; coptevegor@gmail.com, <https://istina.msu.ru/workers/283582635/>

Abstract. The Yuryuzano-Sylvenskaya depression is part of the Uralian foredeep. It is filled with flysch-molasse complexes in the interval from the Moscovian stage of the Middle Carboniferous to the Artinskian stage of the Lower Permian. Nine samples were taken from different levels of the section to isolate and date detrital zircons. Of particular interest is the distribution of Precambrian ages in these zircons. From bottom to top, the amount of Precambrian zircons generally decreases from 97% to 4%. At the same time, the age distribution spectra of these zircons coincide throughout the section, which suggests a single source for them. In addition, these spectra are practically indistinguishable from the spectrum of zircons of the Asha series of the Vendian Bashkir megazone, which, apparently, is the source of Precambrian zircons of the Upper Paleozoic suites of the Yuryuzan-Sylvenskaya depression. It was a permanent element of the provenance area for the Upper Paleozoic suites of the Yuryuzano-Sylvenskaya depression.

The Riphean rift complexes of the Bashkir megazone and the Archean-Early Proterozoic complexes of the Taratash ledge were not included in the provenance area.

Keywords: Uralian foredeep, Middle Carboniferous, Lower Permian, sandstones, detrital zircons

For citation: Volodina E.A., Tevelev A.V., Borisenko A.A., Koptev E.V. Character of age distribution of precambrian detrital zircons in the section of the Yuryuzan-Sylvenskaya basin of the Uralian Foredeep based on U–Pb LA–ICP–MS isotopic dating — single source demolition indicator. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 6: 82–91. (In Russ.).

Введение. Общая цель проведенных нами многолетних работ состоит в определении комплексов, которые являлись источниками сноса при формировании верхнепалеозойских свит Юрюзано-Сылвенской впадины. Задачей настоящего исследования является определение динамики областей сноса докембрийских цирконов. В таком варианте исследования в пределах Предуральского краевого прогиба проводятся впервые. Опубликованные работы по изучению источников сноса флишево-молассовых комплексов Предуральского прогиба основаны на изучении литологических особенностей обломочного материала, главным образом — галек и валунов из конгломератов [Чувашов, Чурилин, 1973; Дюпина и др., 1990; Пучков, 2000; Мизенс, 2002; Прудников и др., 2015 и др.]. Вместе с тем более 90% обломочного материала в конгломератах и песчаниках Юрюзано-Сылвенской впадины составляют осадочные и слабометаморфизованные породы: известняки, кремни, кварциты и пр. Магматические и метаморфические породы составляют очень малую часть обломочного материала, однако именно они являются главными источниками цирконов, если не считать переотложенные зерна в терригенных комплексах. Поэтому изучение обломочных цирконов дает важную дополнительную информацию об источниках сноса терригенного материала и областях денудации.

Объекты исследования. Собственно район исследований располагается в пределах Уфимского амфитеатра, который соответствует наиболее пережатой части Уральской складчатой системы (Миасскому синтаксису). Восточнее Предуральского краевого прогиба располагается полоса интенсивно деформированных карбонатных комплексов окраины Восточно-Европейской платформы (ВЕП) — Западно-Уральская зона дислокаций (рис. 1). Далее на восток вплоть до собственно уралид расположена серия докембрийских блоков, составляющих Башкирскую мегазону и Центрально-Уральскую зону. Уралиды отделены от ВЕП мощной зоной серпентинитового меланжа — Главным Уральским разломом. В пределах уралид, как правило, выделяют Магнитогорскую и Восточно-Уральскую мегазоны. Магнитогорская мегазона интерпретируется как девонская палеоостровная дуга, разделенная на две части раннекаменноугольным палеорифтом. Восточно-Уральская мегазона представляет собой коллаж разнообразных блоков, насыщенных массивами гранитоидов преимущественно раннекаменноугольного и раннепермского возраста [Пучков, 2000].

В процессе работ была изучена серия разрезов Уфимского амфитеатра Юрюзано-Сылвенской впа-

дины (рис. 1). Из разных уровней разреза Юрюзано-Сылвенской впадины отобраны 9 проб на выделение и датирование обломочных цирконов (табл. 1). Изученный разрез охватывает интервал от середины московского яруса до артинского яруса включительно (табл. 1, рис. 2). Далее описаны наиболее распространенные и изученные свиты, слагающие верхнепалеозойский разрез.

Аязмская свита (верхи московского яруса) распространена в центральной части Уфимского амфитеатра в субмеридиональной полосе, тянущейся от широты пос. Злоказово до широты д. Деево. В классическом понимании аязмская свита представлена валунными и галечниковыми кон-

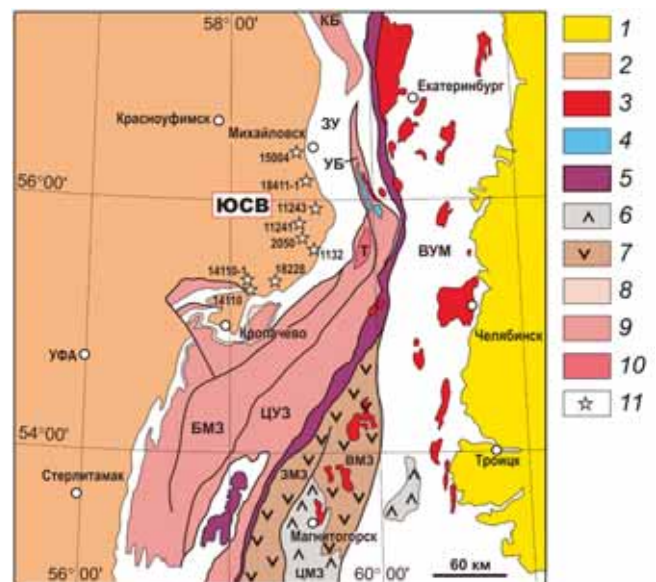


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Южного и Среднего Урала: 1 — Кайнозойские комплексы Зауралья; 2 — каменноугольные и нижнепермские комплексы Предуральского краевого прогиба; 3 — каменноугольные гранитоидные комплексы; 4 — вендский габбро-гранитоидный комплекс; 5 — серпентинитовый меланж; 6 — контрастная рифтогенная раннекаменноугольная вулканическая серия; 7 — девонские островодужные комплексы; 8 — ашинская серия венда; 9 — рифейские комплексы; 10 — архейско-раннепротерозойский метаморфический комплекс; 11 — точки отбора проб на детритовые цирконы. ЮСВ — Юрюзано-Сылвенская впадина Предуральского краевого прогиба; ЗУ — Западно-Уральская зона дислокаций; БМЗ — Башкирская мегазона, в том числе Т — Тараташский блок; ЦУ — Центрально-Уральская зона, в том числе УБ — Уфалейский блок, КБ — Кваркушский блок; Магнитогорская мегазона: ЗМЗ — Западно-Магнитогорская зона, ЦМЗ — Центрально-Магнитогорская зона, ВМЗ — Восточно-Магнитогорская зона; ВУМ — Восточно-Уральская мегазона (по материалам [Князев и др., 2013; Водолазская и др., 2015] и геологических съемок масштаба 1 : 200 000)

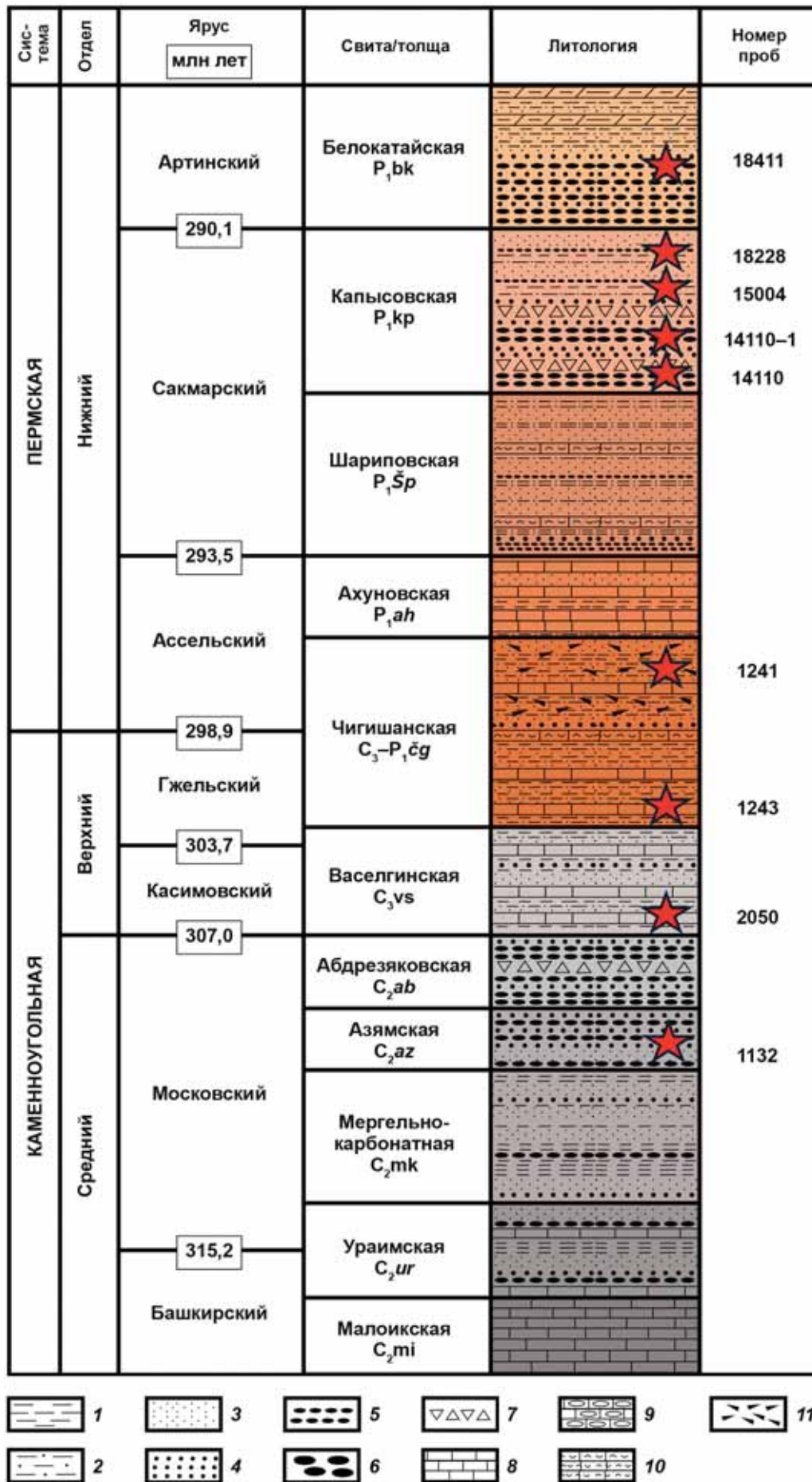


Рис. 2. Упрощенная стратиграфическая колонка Юрьюзано-Сылвенской впадины и расположение проб в разрезе: 1 — аргиллиты, 2 — алевролиты, 3 — песчаники, 4 — гравелиты, 5 — мелкогалечные конгломераты, 6 — крупногалечные и валунные конгломераты, 7 — брекчии, 8 — известняки, 9 — кремневые известняки, 10 — известняки с фауной, 11 — олистостромы

Таблица 1

Перечень свит Юрюзано-Сылвенской впадины (упрощенный сводный разрез по [Чувашов, Дюпина, 1973; Дюпина и др., 1990; Мизенс, 2002] и материалам геологических стенок масштаба 1 : 200 000), номера проб и координаты точек отбора

Ярус	Свита	Номера проб	Координаты
Артинский	<i>Белока-тайская</i>	18411	56°03'02,8" с.ш.; 59°13'07,0" в.д.
Сакмарский	<i>Капысов-ская</i>	18228	55°19'02,8" с.ш., 58°19'31,0" в.д.
		15004	56°25'07,7" с.ш., 59°03'10,1" в.д.
		14110-1	55°12'29,7" с.ш., 58°08'41,6" в.д.
		14110	55°12'29,1" с.ш., 58°08'41,2" в.д.
	<i>Шарипов-ская</i>	-	
Ассельский	<i>Ахунов-ская</i>	-	
	<i>Чигишан-ская</i>	1241	55°46'19,4" с.ш., 59°09'53,2" в.д.
Гжельский	<i>Васелгин-ская</i>	1243	55°48'59,7" с.ш., 59°17'30,1" в.д.
		2050	55°36'05,2" с.ш., 59°11'04,5" в.д.
Касимовский	<i>Абдрезя-ковская</i>	-	
Московский (верхи)	<i>Азямская</i>	1132	55°33'06,7" с.ш., 59°27'37,1" в.д.

Примечание: курсивом отмечены свиты, из которых взяты пробы на определение изотопного возраста обломочных цирконов.

гломератами, песчаниками [Смирнов, 1956]. Она согласно перекрывает нижнемосковский подъярус или несогласно залегает на известняках нижнего карбона. В современном понимании азямская свита включает пачки флишоидных песчаников, алевролитов с прослоями известняков, разнозернистых песчаников и дресвяников с щебеночными брекчиями. Мощность ее 200–250 м. **Проба 1132** (разрез Ургала) взята из гравелитового матрикса крупногалечных конгломератов в заброшенном карьере к западу от дер. Ургала (55°33'06,7" с.ш., 59°27'37,1" в.д.).

Абдрезяковская свита (верхи московского яруса) сложена песчаниками, алевролитами с пачками конгломератов с горизонтами олистостром. Выходы абдрезяковской свиты тянутся прерывистой субмеридиональной полосой в районах деревень Тугузлы — Лаклы, а также широтной полосой до д. Насибаш [Прудников и др., 2015]. Мощность свиты около 250 м. Местами абдрезяковская свита неотличима от азямской, и они картируются как нерасчлененные.

Васелгинская свита (гжельский–касимовский ярусы) впервые описана В.Д. Наливкиным в долине р. Васелга, западнее пос. Ункурда. Толща переслаивающихся зеленых глинистых сланцев, аргиллитов и песчаников с прослоями мергелей, а также известняков мощностью более 190 м выде-

лена в куркинскую свиту В.Д. Наливкиным в районе д. Куркино. Взаимоотношения васелгинской свиты и куркинской свиты не определены, возможно, они являются возрастными аналогами [Прудников и др., 2015]. Нерасчлененные васелгинская и куркинская свиты согласно залегают на азямской и абдрезяковской свитах или на известняках башкирского яруса. Мощность подразделения составляет 300–350 м. **Проба 2050** (разрез Карантрав) взята из мелкозернистых песчаников в карьере на южной окраине дер. Карантрав (55°36'05,2" с.ш., 59°11'04,5" в.д.).

Чигишанская свита (ассельский ярус) согласно залегает на нерасчлененных васелгинской и куркинской свитах. Чигишанская свита представлена флишем, чередующимися аргиллитами, алевролитами и известняками, реже, песчаниками. В верхней части разреза она включает горизонты олистостром. Значение карбонатных прослоев (мощностью до 1,5 м) увеличивается вверх по разрезу. Мощность свиты около 400 м. **Проба 1243** (разрез Калиновка) взята из среднезернистых песчаников флишевой толщи в карьере на южной окраине дер. Калиновка (55°48'59,7" с.ш., 59°17'30,1" в.д.); **проба 1241** (разрез Шакарла) взята из крупнозернистых песчаников в карьере к северо-востоку от дер. Шакарла (55°46'19,4" с.ш., 59°09'53,2" в.д.).

Ахуновская свита относится к шиханскому горизонту ассельского яруса и представлена однообразными серыми и стально-серыми средне- и тонкослоистыми известняками (мощность слоев от 10 до 70 см) с прослоями 5–50 см серых и зеленовато-серых аргиллитов, коричневатых мергелей. Общая мощность свиты от 200 до 350 м.

Шариповская свита (низы сакмарского яруса) представлена флишем — равномерно чередующимися песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями гравелитов, афанитовых известняков, мергелей, органогенно-детритовых известняков [Наливкин, 1949]. По своему облику эти турбидиты не слишком отличаются от флиша чигишанской свиты, хотя и выглядят более упорядоченными. Общая мощность свиты 600 м.

Капысовская свита (верхняя часть стерлитамакского горизонта сакмарского яруса) была выделена Б.И. Чувашовым при изучении разрезов нижней перми [Мизенс, 2002]. Нижняя, большая ее часть представлена относительно грубообломочными породами: толстослоистыми крупно- и грубозернистыми песчаниками, гравелитами, иногда мелкогалечными конгломератами; верхняя — более тонкообломочными разностями с большим участием мергелей, глинистых известняков. Иногда карбонатные породы образуют мощные пачки или почти целиком слагают верхнюю часть свиты. Эти пачки при крупномасштабных исследованиях иногда выделяются в урдалинскую свиту. В разрезе свиты взяты пробы из трех карьеров (снизу вверх): **14110** и **14110-1** (разрез Татарский Малояз — 55°12'29,7" с.ш., 58°08'41,6" в.д.) — грубозернистые песчаники

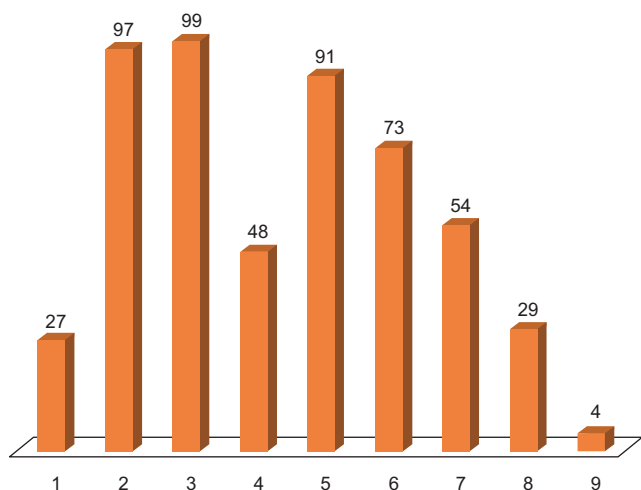


Рис. 3. Диаграмма относительного количества докембрийских детритовых цирконов (в %) в пробах песчаников Юрюзано-Сылвенской впадины. Свиты: 1 — азымская; 2 — васелгинская; 3 — чигишанская-1; 4 — чигишанская-2; 5 — капысовская-1; 6 — капысовская-2; 7 — капысовская-3; 8 — капысовская-4; 9 — белокатайская

в районе дер. Татарский Малояз; **15004** (разрез Михайловск — $56^{\circ}25'07,7''$ с.ш., $59^{\circ}03'10,1''$ в.д.) — гравелистые песчаники на окраине г. Михайловск; **18228** (разрез Ельгильдино — $55^{\circ}19'02,8''$ с.ш., $58^{\circ}19'31,0''$ в.д.) — средне-крупнозернистые песчаники, на южной окраине дер. Ельгильдино.

Белокатайская свита (нижняя часть иргинского горизонта артинского яруса) очень изменчива фашиально и представлена, главным образом, чередующимися пачками (20–50 м) валунно-галечных конгломератов и песчано-глинистых пород общей мощностью до 400 м. **Проба 18411** (разрез Белянка) взята из крупнопесчаного матрикса галечных конгломератов в карьере на северо-западной окраине дер. Белянка ($56^{\circ}03'02,8''$ с.ш., $59^{\circ}13'07,0''$ в.д.).

Методика. Полевые исследования. В ходе полевых работы в карьерах и дорожных врезках была детально описана серия опорных разрезов верхнепалеозойских свит от пос. Кропачёво до г. Михайловска. Все описанные разрезы представлены чередованием слоев крупнообломочных пород (конгломератов или гравелитов) и турбидитовых песчано-алевролитовых пачек. Большинство литокластов представлено известняками (кристаллическими и биокластовыми), кремнями и песчаниками. Обломков магматических и метаморфических пород сравнительно мало. Скорее всего, это объясняется более удаленным на восток расположением объектов соответствующего состава. Наиболее многочисленными среди обломков магматических пород являются базальтоиды.

Дробление проб до 0,5 мм производилось в лаборатории ФГБУ ВИМС.

Выделение минералов тяжелой фракции проводилось по стандартной методике в лаборатории ГИН РАН.

Фотографирование зерен циркона. Характеристика внутреннего строения и выбор точек для да-

тирования осуществлялись на основании изучения зерен циркона в проходящем свете, а также в режиме катодолюминесценции с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan MIRA LMS (ЦКП ИФЗ РАН [Veselovskiy, et al., 2022]).

U-Th-Pb изотопное датирование цирконов методом LA-ICP-MS выполнено в лаборатории химико-аналитических исследований ФГБУ Геологического института РАН, г. Москва. Для лазерного отбора пробы использовалась система лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Ind.), совмещенная с магнито-секторным ICP масс-спектрометром высокого разрешения Element2 (Thermo Scientific Inc.) [Sheshukov, et al., 2018]. Калибровка проводилась по внешнему стандарту с использованием циркона GJ-1 [Jackson, et al., 2004, Elhlou, et al., 2006] с акцептированным методом CA-ID-TIMS $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастом $601,9 \pm 0,4$ млн лет [Horstwood, et al., 2016]. Для контроля качества анализа были использованы внутренние стандарты циркона 91500 [Wiedenbeck, et al., 1995, 2004] и Plesovice [Sláma, et al., 2008] с акцептированными по методу CA-ID-TIMS возрастными $1062,4 \pm 0,4$ млн лет и $337,1 \pm 0,4$ млн лет соответственно [Horstwood, et al., 2016]. Обработка данных U-Th-Pb изотопного анализа проводилась в программе Glitter 4.4 [Van Achterbergh, et al., 2001].

Необходимо отметить, что описанная методика относится ко второму этапу измерений. Первый этап был выполнен в Институте геологии и палеонтологии при Карловом университете в Праге (Чехия) в январе–феврале 2022 г. во время работ по гранту РФФИ (Проект № 19-55-26009 Чехия_a «Урал: уникальная природная лаборатория роста земной коры и сборки суперконтинента»). Результаты исследований чешская сторона нам не предоставила. Кратеры, отчетливо видимые на фотографиях многих зерен циркона, относятся именно к исследованиям первого этапа.

Обработка материалов. При обработке учитывались анализы с дискордантностью, не превышающей $\pm 10\%$. Если возраст цирконов превышал 1 000 млн лет, в качестве принятого в большинстве случаев использовался возраст, полученный по $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ данным. Для построения гистограмм и кривых плотности вероятности распределения возрастов использована программа «Dezirteer» [Powerman, et al., 2021]. Для вычисления параметров теста Колмогорова-Смирнова (К-С тест) и построения кумулятивных кривых использовался макрос для программы MS Excel [Gehrels, et al., 2012].

Результаты исследований. Распределение возрастов обломочных цирконов. Обломочные цирконы в изученных пробах распределены крайне неравномерно по разрезу. Это касается и возраста пиков, и общего количества популяций цирконов разного возраста¹. При этом существенно различается количество докембрийских цирконов в разных

¹ Дополнительные материалы (таблицы анализов) размещены по адресу: [https://disk.yandex.ru/client/disk/DM%20\(Volodina%20et%20al.%2C%20%202024\)](https://disk.yandex.ru/client/disk/DM%20(Volodina%20et%20al.%2C%20%202024))



Рис. 4. Примеры зерен докембрийских цирконов из песчаников различных свит Юрюзано-Сылвенской впадины: *az* — азымская; *vs* — васелгинская; *cg* — чигишанская; *kp* — капысовская. Верхние ряды — катодоллюминесцентные снимки, нижние ряды — снимки в проходящем свете. Черные и белые числа — номера зерен в выборке, желтые числа — изотопный возраст циркона

пробах: азымская свита, проба 1132 — 27%, васелгинская свита, проба 2050 — 97%, чигишанская свита, проба 1243 — 99%, проба 1241 — 43%, капысовская свита, проба 14110 — 91%, проба 14110-1 — 73%, проба 15004 — 54%, проба 18228 — 29%, белокатайская свита — 4% (рис. 3).

Таким образом, в самом начале формирования краевого прогиба (конец московского века) количество цирконов этого возраста составляло примерно одну треть, а затем резко возросло почти до 100% в позднем карбоне. В самом начале перми количество докембрийских цирконов уменьшается

до половины выборки, а в сакмарском веке вновь возрастает до 90% с тем, чтобы далее постепенно уменьшаться почти до нуля в начале артинского века.

Характеристика докембрийских цирконов.

Цирконы докембрийского возраста оределены во всех проанализированных пробах. Практически все они, за исключением очевидных осколков, хорошо окатаны. Их размер колеблется от 100 до 200 мкм, форма — от шаровидной до эллипсоидальной, слабо вытянутой. Популяции цирконов из разных проб практически неотличимы друг от друга по морфологии (рис. 4).

Таблица 2

Результаты теста Колмогорова–Смирнова (KS-коэффициенты) для наборов изотопных U–Pb возрастов докембрийских детритовых цирконов из терригенных пород Юрюзано–Сылвенской впадины и исходного провенанс-сигнала Тараташского блока [Тевелев и др., 2017]

Пробы	1132	2050	1241	1243	14110-1	14110	15004	18228	Тараташ
1132		0,492	0,906	0,461	0,884	0,814	0,304	0,691	0,000
2050			0,449	0,916	0,807	0,760	0,507	0,987	0,000
1241				0,741	0,829	0,348	0,347	0,857	0,000
1243					0,937	0,973	0,647	0,998	0,000
14110-1						0,998	0,250	0,953	0,000
14110							0,407	0,988	0,000
15004								0,488	0,000
18228									0,000

Кроме морфологического сходства, цирконы разных выборок обладают и сходным распределением пиков на диаграммах плотности вероятности (рис. 5). В качестве примера приведем повторяющиеся практически во всех выборках пики (от васелгинской свиты до капысовской, в азымской и белокатайской свитах докембрийских цирконов мало): 960–959–975–963–985–963; 1163–1169–1167–1179–1167.

Обсуждение результатов. К возможным источникам сноса мы предварительно относили метаморфические и магматические комплексы архея и раннего протерозоя, слагающие Тараташский выступ, и блоки Центрально-Уральской зоны, а также рифтогенные вулканиты разных уровней рифея Башкирской мегазоны. Кроме того, мы полагали, что на разных этапах формирования Предуральского прогиба в разрыв могут быть вовлечены различные комплексы докембрия. Однако параметры распределения возрастов детритовых цирконов из всех свит оказались не соответствующими этим предположениям.

Во-первых, сравнение спектров распределения возрастов докембрийских детритовых цирконов Юрюзано–Сылвенской впадины с исходным провенанс-сигналом пород Тараташского блока [Тевелев и др., 2017] по критерию Колмогорова–Смирнова показало полное отсутствие корреляции (табл. 2, рис. 6, а).

Во-вторых, в работе [Володина и др., 2024] показано, что популяции допалеозойских цирконов из песчаников азымской и васелгинской свит среднего-позднего карбона Юрюзано–Сылвенской впадины близки друг к другу, а также близки к популяции цирконов ашинской серии венда Башкирской мегазоны [Кузнецов и др., 2012; 2012а]. Обработка данных по девяти пробам разреза Юрюзано–Сылвенской впадины показала, что популяции докембрийских цирконов всех изученных свит чрезвычайно близки друг к другу, а следовательно, и к популяции цирко-

Таблица 3

Результаты теста Колмогорова–Смирнова (KS-коэффициенты) для наборов изотопных U–Pb возрастов докембрийских детритовых цирконов из терригенных пород Юрюзано–Сылвенской впадины и детритовых цирконов из ашинской серии венда [Кузнецов и др., 2012]

Пробы	1132	2050	1241	1243	14110	14110-1	15004	18228	Ашинская
1132		0,493	0,906	0,480	0,890	0,856	0,364	0,690	0,402
2050			0,469	0,911	0,807	0,655	0,611	0,987	0,672
1241				0,753	0,826	0,335	0,430	0,874	0,416
1243					0,952	0,965	0,752	0,996	0,272
14110						1,000	0,347	0,950	0,440
14110-1							0,454	0,976	0,073
15004								0,566	0,487
18228									0,833

нов ашинской серии. Этому выводу не противоречат результаты теста Колмогорова–Смирнова (табл. 3).

Все полученные коэффициенты для ашинской серии и свит Юрюзано–Сылвенской впадины существенно превышают порог 0,05, что не отрицает возможности поступления цирконов из схожих источников. Кумулятивная кривая изотопных возрастов цирконов ашинской серии практически совпадает с серией кумулятивных кривых изотопных возрастов цирконов верхнепалеозойских свит Юрюзано–Сылвенской впадины (рис. 6, б). Вместе с тем детритовые цирконы ашинской серии, по мнению Н.Б. Кузнецова с коллегами [Кузнецов и др., 2012а], не могли иметь источником комплексы фундамента Восточно-Европейской платформы, поскольку такие комплексы известны только в ее западной и северо-западной частях. В качестве источника сноса в статье предполагаются метаморфические комплексы Квинслендского края Австралии, который, согласно палинспастическим реконструкциям, в венде предположительно располагался вблизи Уральской окраины Балтики.

Такие представления, естественно, полностью исключают тот же источник сноса для средне-позднекаменноугольных и раннепермских свит Предуральского краевого прогиба. Поэтому таким источником следует признать саму ашинскую серию венда и, возможно, часть вышележащего разреза со сходным спектром возрастов обломочных цирконов [Кузнецов и др., 2012], которые, вероятно, и были постоянными элементами области размыва. Это предположение, скорее всего, подтверждается постепенным уменьшением относительного количества докембрийских цирконов в пробах капысовских и белокатайских песчаников, что хорошо видно на рис. 3.

Выявленные колебания количества докембрийских зерен циркона в пробах могут быть связаны как с неравномерностью проявления коллизионных процессов, так и с миграцией путей транспорта обломочного материала. Однако они, скорее всего,

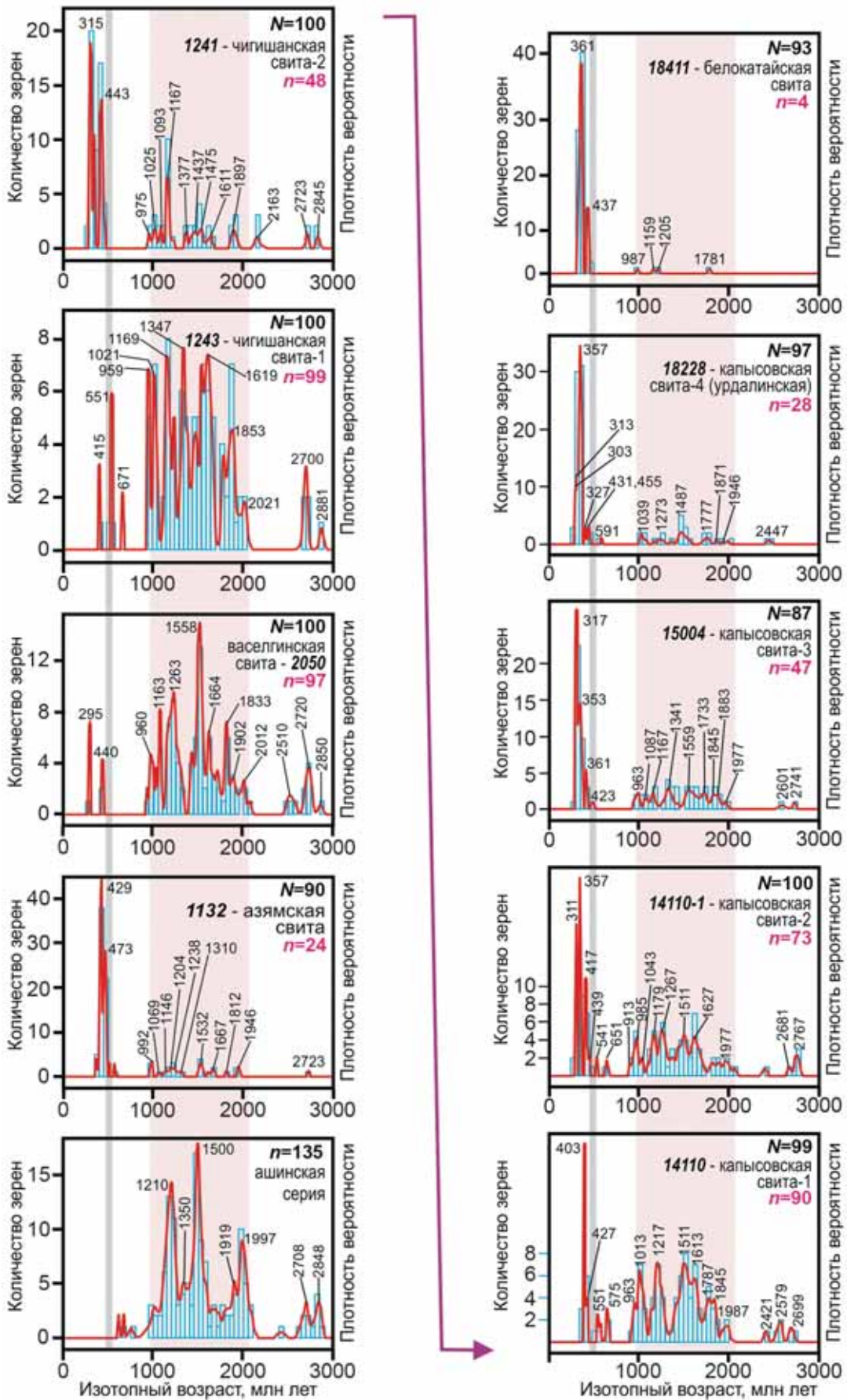


Рис. 5. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов обломочных цирконов из ашинской серии Башкирской мегазоны [Кузнецов и др., 2012] и из песчаников разных свит Юрюзано-Сылвенской впадины, пробы 1132, 2050, 1243, 1241, 14110, 14110-1, 15004, 18228, 18411. N — общее количество зерен, n — количество докембрийских зерен

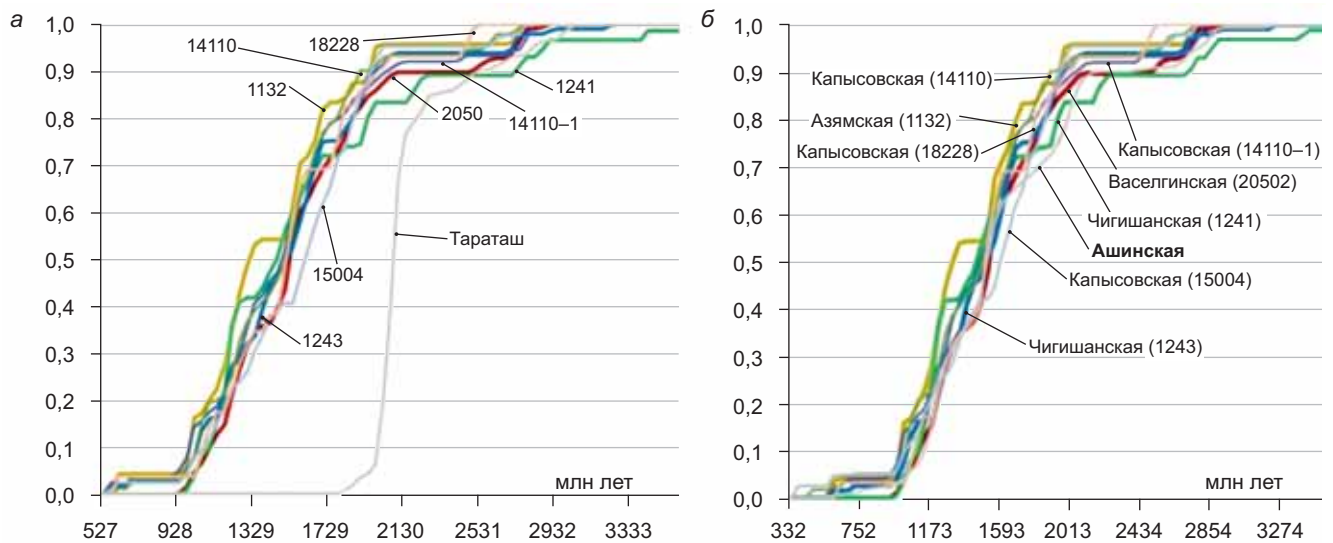


Рис. 6. Кумулятивные кривые изотопных возрастов докембрийских детритовых цирконов из терригенных пород: а — верхнего палеозоя Юрюзано-Сылвенской впадины и исходного прорвенанс-сигнала Тараташского блока [Тевелев и др., 2017]; б — ашинской серии венда [Кузнецов и др., 2012] и верхнего палеозоя Юрюзано-Сылвенской впадины. Подписаны названия свит и номера проб

все-таки отражают кардинальные изменения в динамике областей сноса. На неравномерность проявления Уральской коллизии указывает, например, Г.А. Мизенс [1997]. В работе Ю.В. Казанцева [1984] показано, что в районе Юрюзано-Сылвенской впадины перемещение прогиба в течение ассельского века составляло 7–10 км, в сакмарском веке — 15–20 км, в артинском веке — 20–30 км, при том, что равномерного перемещения всех частей прогиба не было. Близкие взгляды изложены ранее и В.Д. Наливкиным [1950]. Более современные исследования [Петров и др., 2010] позволили выделить не менее трех этапов развития уральской коллизии по структурным элементам зоны ГУР севернее Уфимского амфитеатра: 1 — шарьяжи западной вергентности; 2 — складчатость, связанная с левосдвиговой транспрессией; 3 — левые сдвиги, вероятно, трансферы.

Выводы. Понятно, что проблема источников сноса при формировании Предуральского краевого прогиба не исчерпывается определением источников докембрийских цирконов. Вместе с тем решение этого локального вопроса позволяет сделать некоторые принципиальные выводы.

1. Постоянным элементом области сноса были породы самых верхов докембрийского разреза Башкирской мегазоны — ашинской серии венда, а также, возможно часть вышележащего разреза, которые, вероятно, была почти полностью размыты к концу сакмарского века.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Водолазская В.П., Тетерин И.П., Кириллов В.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-40 — Пермь. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 497 с. + 6 вкл.

2. В изученных спектрах докембрийских обломочных цирконов нет следов пород вулканических комплексов, игравших существенную роль в строении рифейских рифтов, а также раннедокембрийских комплексов Тараташского блока. Эти комплексы восточной части Башкирской мегазоны, скорее всего, были перекрыты шарьяжами в самом начале коллизии, и были выведены на поверхность уже в результате новейших движений.

3. Вариации количества докембрийских цирконов в породах разных свит, по всей вероятности, связаны с пульсационным характером уральской коллизии в среднем-позднем карбоне и более «плавающим» в перми.

Благодарности. Авторы благодарны Н.Б. Кузнецову и К.Е. Дегтяреву за помощь в организации проведения лабораторных работ, а также за помощь в интерпретации данных датирования. Мы благодарим А.С. Новикову за выделение монофракций цирконов, А.С. Дубенского и К.Г. Ерофееву за определение изотопного возраста цирконов, А.В. Страшко и А.Е. Марфина за помощь в первичной обработке материалов, А.В. Чистякову за оперативное и качественное фотографирование цирконов, а П.А. Шестакова за помощь в транспортировке шашек с зёрнами циркона. Особая благодарность В.Б. Ершовой и Р.В. Веселовскому, взявшим на себя труд рецензирования, и чьи замечания и рекомендации помогли существенно улучшить статью.

Володина Е.А., Тевелев Ал.В., Борисенко А.А. и др. Источники сноса материала при формировании позднепалеозойских отложений Предуральского прогиба (Южный Урал) // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024. Мат-лы IV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2024. С. 96–99.

Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В., Чувашов Б.И. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск: УрАн СССР, 1990. 331 с.

Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральского прогиба. М.: Наука, 1984. 183 с.

Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначев В.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист N-40 — Уфа. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 512 с. + 6 вкл.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццлло А.В. и др. Первые результаты массового U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала — палеогеографический и палеотектонический аспекты // ДАН. 2012. Т. 447, № 1. С. 73–79.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццлло А.В. и др. Возраст детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала — подтверждение пространственной сопряженности Уральского края Балтики и Квинслендского края Австралии в структуре Родинии (“Australia Upside Down Conception”) // Литосфера. 2012а. № 4. С. 59–77.

Мизенс Г.А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 230 с.

Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне — ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 191 с.

Наливкин В.Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. Л.: Гостоптехиздат, 1949. 206 с.

Наливкин В.Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. Л.: М.: Гостоптехиздат, 1950. 127 с.

Петров Г.А., Свяжина И.А., Рыбалка А.В. Особенности формирования позднепалеозойского орогена на Среднем Урале // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Мат-лы XLIII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 139–143.

Прудников И.А., Зайцева Е.Л., Хотылев А.О. и др. Модели формирования азамской и абдрезяковской свит (карбон) Уфимского амфитеатра (западный склон Южного Урала) в свете новых литологических и стратиграфических данных // Бюл. моск. об-ва испытателей природы. Отд. геол. 2015. Т. 90, вып. 4. С. 3–30.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.

Смирнов Г.А. Уфимский амфитеатр. Ч.1. Стратиграфическое описание. Свердловск, 1956. 173 с.

Тевелев Ал.В., Мосейчук В.М., Тевелев Арк.В., Шкурский Б.Б. Распределение значений возраста цирконов в метаморфитах Тараташского блока Южного Урала (исходный провенанс-сигнал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 4. С. 15–19.

Чувашов Б.И., Дюпина Г.В. Верхнепалеозойские терригенные отложения западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1973. 210 с.

Чувашов Б.И., Чурилин Н.С. Опыт установления областей денудации на основе изучения галек и валунов в сакмарско-артинских конгломератах западного склона Среднего Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 1. С. 106–111.

Elhlou S., Belousova E., Griffin W.L., et al. Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. 70, A158.

Gehrels G.E., Giesler D., Pecha M., Detrital zircon geochronology with n=1,000 // Geological Society of America, Abstracts with Programs. 2012. Vol. 44, no. 7. P. 136.

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasmamass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. Vol. 211. P. 47–69.

Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., et al. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th-)Pb Geochronology — Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting // Geostandards and Geoanalytical Research. 2016. Vol. 40, I, 3. P. 311–332.

Powerman V., Buyantuev M., Ivanov A. A review of detrital zircon data treatment, and launch of a new tool ‘Dezirteer’ along with the suggested universal workflow // Chemical Geology. 2021. Vol. 583. 120437. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2021.120437.

Sheshukov V.S., Kuzmichev A.B., Dubenskiy A.S., et al. U-Pb zircon dating by LA-SF-ICPMS at Geological Institute GIN RAS (Moscow) // 10th Int. Conference of the Analysis of Geological and Environmental Materials: Book of Abstracts, Sydney, 2018. P. 63.

Sláma J., Košler J., Condon D.J., et al. Plešovice zircon — a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chemical Geology. 2008. Vol. 249. P. 1–35.

Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. Data reduction software for LA-ICP-MS: appendix // LA-ICP-MS in the Earth Sciences: Principles and Applications / Ed. P.J. Sylvester // Mineralogical Association of Canada Short Course Series. 2001. Vol. 29. P. 239–243.

Veselovskiy R.V., Dubinya N.V., Ponomarev A.V., et al. Shared Research Facilities “Petrophysics, Geomechanics and Paleomagnetism” of the Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. Vol. 13 (2). 0579. doi: 10.5800/GT-2022-13-2-0579.

Wiedenbeck M.P.A., Corfu F., Griffin W.L., et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // Geostandards and Geoanalytical Research. 1995. Vol. 19. P. 1–23.

Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., et al. Further characterization of the 91500 zircon crystal // Geostandards and Geoanalytical Research. 2004. Vol. 28. P. 9–39.

Статья поступила в редакцию 11.09.2024,
одобрена после рецензирования 30.10.2024,
принята к публикации 25.01.2025