

Природа цирконовой кластики в песчаниках рифея и венда Южного Урала

А.А. Краснобаев¹, В.Н. Пучков¹, Н.Д. Сергеева^{2*}, С.В. Бушарина¹

¹Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН, Екатеринбург, Россия

²Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа, Россия

Новые возрастные датировки обломочных цирконов терригенных пород расширили возможность интерпретации источников сноса. К сожалению, эта интерпретация часто ограничивается формальным сопоставлением вещественно-возрастных характеристик обломочных кристаллов с любыми весьма удаленными модельными объектами. В статье рассматривается ситуация, когда на роль источника детрита претендуют местные объекты. При сопоставлении возрастных параметров первичных и обломочных кристаллов цирконов используются данные по вулканитам рифея и древним метаморфитам Тараташского комплекса Южного Урала. Уточняя представления о природе цирконовой кластики (детрита) и ее взаимоотношениях с первичными цирконами источников, показана роль процессов механической абразии, под влиянием которых происходит очистка гетерогенных первичных кристаллов от дефектных зерен и их внешних оболочек, что приводит к накоплению, казалось бы, более однородных кристаллов. Анализ SHRIMP и TIMS-датировок по цирконам и содержания в них U и Th, а также сравнение возрастных гистограмм первичных цирконов вулканитов рифея и пород Тараташского комплекса и детритовых цирконов из песчаников венда и нижнего рифея Южного Урала показали, что возрастные вариации тех и других во многом сопоставимы. Отсюда следует, что возрастные характеристики первичных цирконов из рифейских вулканитов и пород Тараташского комплекса, как источников цирконовой кластики для рифейских и вендских песчаников, регулируются процессами переотложения, а детритовая фракция цирконов формируется за счет местных объектов. Влияние удаленных источников не исключается, но в нашем случае оно не выявлено.

Ключевые слова: циркон, рифей, венд, серия, свита, ашинская, айская, машакская, Южный Урал

Для цитирования: Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. (2019). Природа цирконовой кластики в песчаниках рифея и венда Южного Урала. *Георесурсы*, 21(1), с. 15-25. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.15-25>

Введение

Интерес к обломочным цирконам в рифейских и вендских толщах Южного Урала вызван их новыми возрастными определениями, согласно которым в песчаниках ашинской серии венда они охватывают интервал 755-3187 млн лет (Кузнецов и др., 2012), а в песчаниках айской свиты нижнего рифея – 1891-3625 млн лет (Кузнецов и др., 2013; Романюк и др., 2018а). Особое внимание при этом привлекают оригинальные выводы авторов об источниках этой цирконовой кластики. Для ашинской серии на роль таковых предлагаются Уральский край Балтики и Квислендский край Австралии, для айской свиты – Волго-Уральская часть Прото-Балтики. Какой-либо векторной палеогеографии или мобилизующих палеотектонических событий, обеспечивших целенаправленную транспортировку обломочных цирконов на тысячи километров из отмеченных регионов до места их аккумуляции (сбора), не предлагается, но тогда любая точка, расположенная на площадях упомянутых источников, может рассматриваться как равнозначная выбранной. Кроме того, роль кратонных блоков как источников и областей переноса обломочных цирконов нуждается в более обоснованной аргументации.

Основная цель наших исследований – установление источников «цирконовой кластики» в рифейских

песчаниках Южного Урала. Для этого потребуется определить масштабы возрастных колебаний первичных цирконов в предполагаемых породах – источниках.

Тараташский метаморфический комплекс архей-нижнепротерозойского возраста на Южном Урале (Кузнецов и др., 2013) упоминается в качестве дополнительного источника обломочных цирконов. Знакомство с цирконами этого комплекса позволяет нам утверждать, что его роль в такой связке следует пересмотреть. В этом плане несомненный интерес представляют также и сами рифейские вулканиты, которые в разрезе стратотипа рифея на Южном Урале присутствуют на трех стратиграфических уровнях: первый (нижний) – представлен навышскими вулканитами айской свиты бурзянской серии нижнего рифея и распространен в северной части Башкирского мегантиклинория; второй (средний) – объединяет вулканиты машакской свиты юрматинской серии среднего рифея, имеющих широкое распространение в пределах Башкирского мегантиклинория. Рифейские вулканиты третьего уровня развиты локально в восточной части Башкирского мегантиклинория (в Тирлянском синклинали) и описаны как аршинский метабазальтовый комплекс в составе игонинской свиты аршинской серии завершающего (терминального) рифея.

* Ответственный автор: Нина Дмитриевна Сергеева
E-mail: riphey@ufaras.ru

© 2019 Коллектив авторов

Положение проб, отобранных на цирконы, на геологической карте изученного района и в разрезе рифейских отложений

Объектом исследования послужили цирконы из вулканогенных пород рифея Башкирского мегаантиклинория, места отбора проб приведены на рис. 1.

Описание отобранных проб приводится в соответствии со стратиграфической последовательностью свит, включающих вулканогенные комплексы.

Айская свита. Бурзянская серия (RF₁). Пробы – П-9, П-10, К2248, отобраны из вулканитов навьшского комплекса. Цирконы контрольной для свиты пробы трахибазальтового порфирита (К2152) подробно рассматривались в (Краснобаев и др., 2013б).

Проба П-9 (55°29'18.02" с.ш., 59°39'31.87" в.д.). Метабазальтовый плагиоклазовый порфирит. Минеральный состав: пелитизированный, серицитизированный плагиоклаз, вулканическое стекло хлоритизированное, замутненное окислами железа.

Проба П-10 (55°29'18.02" с.ш., 59°39'31.87" в.д.). Метабазальтовый порфирит, хлоритизированный. Минеральный состав: альбитизированный плагиоклаз (60-62%), замещенный хлоритом, вулканическое стекло (7-8%), клинопироксен (25-30%), микрозерна титанита, кварц (до 2%).

Проба К2248 (55°28'9.46" с.ш., 59°38'23.1" в.д.). Кварцит, возможно образованный по породе кислого состава. Зерна кварца размером от 0.03 мм до 0.4-0.5 мм характеризуются волнистым погасанием, образуют скопления изометричной или вытянутой формы. Между ними располагаются полосы хлорита по плагиоклазу основной массы, изредка с реликтами вкрапленников плагиоклаза.

Машакская свита. Юрматинская серия (RF₂). **Проба К2014 (55°43'28.86" с.ш., 59°50'1.86" в.д.)** отобрана из вулканитов машакского комплекса. Базальт хлоритизированный и амфиболитизированный. Текстура массивная, структура пойкилофитовая. Минеральный состав: плагиоклаз (50-55%), замещенный хлоритом, клинопироксен (36-40%), сфен, редкие зерна кварца.

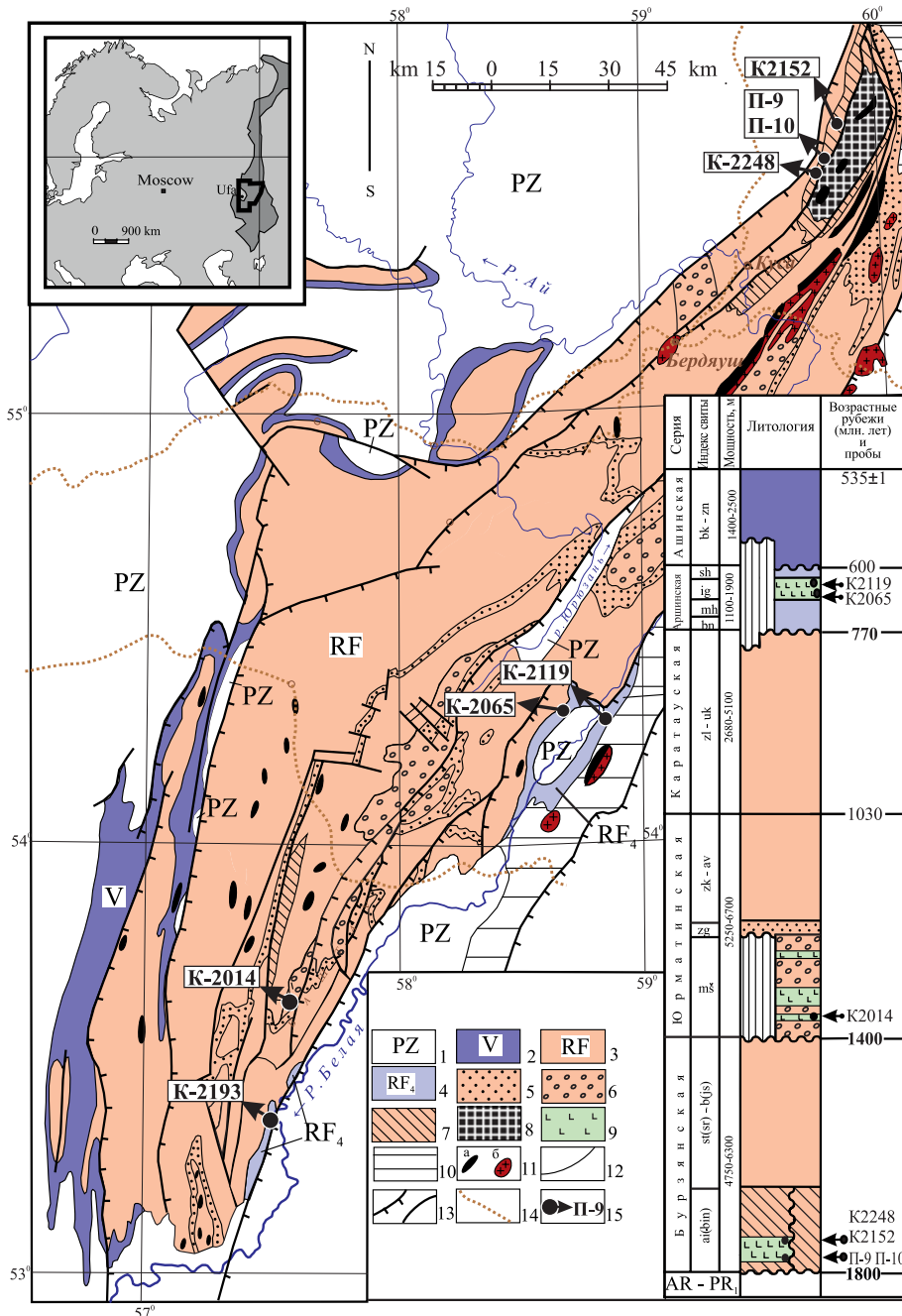


Рис. 1. Схематическая геологическая карта и стратиграфическая колонка образований рифея и венда Башкирского мегаантиклинория (Южный Урал) с расположением проб исследованных цирконов. Составлена с использованием (Геологическая карта..., 2002; Козлов и др., 2011; Puchkov et al., 2014). 1-4 – нерасчлененные отложения: 1 – палеозой (PZ), 2 – венда (V), 3 – нижнего-верхнего (RF) и 4 – завершающего (RF₄) рифея; 5-7 – свиты: 5 – зигальгинская и 6 – машакская среднего рифея, 7 – айская нижнего рифея; 8 – Тараташский комплекс; 9 – вулканогенные породы; 10 – Уралтауский и Уфалейский метаморфические комплексы; 11 – магматические породы: габбро (а) и граниты (б); 12 – геологические границы; 13 – основные тектонические нарушения; 14 – железные дороги, 15 – местоположение проб и их номера. Свиты: ai(bin) – айская (большеинзерская), st(sr) – саткинская (суранская), b(js) – бакальская (юшинская), ms – машакская, zg – зигальгинская, zk – зигазино – комаровская, av – авзянская, zl – зильмердакская, uk – укская, bn – байнасская, mh – махмутовская, ig – игонинская, sh – шумская, bk – бакеевская, zn – зиганская. На стратиграфической колонке нижние возрастные рубежи бурзянской, юрматинской и ашинской серий приняты по (Краснобаев и др., 2012; 2013а,б); каратауской и ашинской серий – по (Стратиграфический кодекс..., 2006).

Игонинская свита. Аршинская серия (RF₄). Пробы K2119 и K2065 отобраны из вулканитов аршинского комплекса.

Проба K2119 (54°18'06.99" с.ш., 58°47'18.60" в.д.). Метабазальтовый плагиоклазовый порфирит. Текстура миндалекаменная, флюидальная. Минеральный состав: альбит (20-25%), хлорит (30-35%), магнетит, редкие зерна эпидота, карбоната.

Проба K2065 (54°18'25.87" с.ш., 58°40'11.25" в.д.). Метадацитовый кварц-плагиоклазовый порфир эпидотизированный, трещиноватый. Текстура слабо ориентированная, структура сериально-порфировая с микролепидогранобластовой в основной ткани. Минеральный состав: плагиоклаз (альбит – 25-28%), эпидот (47-48%), кварц (18-20%), хлорит (4-5%), редкие зерна сфена и циркона.

Ранее цирконы рифейских вулканитов уже описывались (Краснобаев и др., 2012; Краснобаев и др., 2013а; Краснобаев и др., 2013б; Краснобаев и др., 2018), но основное внимание тогда уделялось лишь кристаллам, соответствующим возрастным индикаторам границ подразделений рифея. Древние, превышающие возраст этих границ, зерна при этом лишь фиксировались, но подробно не рассматривались. Приводимые ниже дополнительные данные, полученные для рифейских вулканитов, отчасти ликвидируют этот пробел. В них подробно рассматриваются лишь архейские кристаллы, а остальные учитываются при анализе в них U и Th и при построении возрастных гистограмм в заключительной части работы.

Методика изучения и петролого-геохимическая характеристика проб

Размещение проб показано на рис. 1, состав и содержание (вес. %) петрогенных оксидов в породах рассматриваемых проб приведено в таблице 1 и отображено на диаграмме TAS (Рис. 2а).

Редкоземельные элементы (РЗЭ) в рифейских вулканитах Южного Урала определены методом масс-спектропии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на приборе ELAN 9000 (PerkinElmer, Канада) в Институте геологии и геохимии УрО РАН (Екатеринбург). Характер распределения РЗЭ в породах перечисленных выше проб отражен на спайдер-диаграмме (Рис. 2б), где содержание РЗЭ нормировано на хондрит (McDonough et al., 1995).

Как видно из табл. 1 и рис. 2а исследованные породы имеют достаточно разнообразную петрографическую характеристику. На классификационной диаграмме TAS (Рис. 2а) по содержанию петрогенных элементов вулканиты айской свиты попали в поле щелочных базальтов и пикро-базальтов, машакской – в поле базальтов, и игонинской свиты – в поле трахибазальтов и андези-базальтов. По составу РЗЭ (Рис. 2б) рассматриваемые породы так же близки вулканитам айской (Краснобаев и др., 2013б), машакской (Краснобаев и др., 2013а) и игонинской свит (Краснобаев и др., 2012).

Цирконы из пород выделялись классическим способом, но без использования тяжелых жидкостей (дробление до 0.3 мм, отмывка до серого шлиха, обогащение на лотке, отбор цирконов вручную под бинокулярным микроскопом).

Изотопный состав большинства цирконов получен с применением методики SHRIMP (Табл. 2), а для двух проб (K2065, K2193) – методики TIMS (Табл. 3).

№ проб	П-9	П-10	K2119	K2193	K2248
SiO ₂	45.85	45	47	46.6	84.6
TiO ₂	2.6	2.61	2.46	2	0.04
Al ₂ O ₃	14.4	13.5	15.4	16	4.6
Fe ₂ O ₃	12.3	14.6	9.8	5	1.2
FeO			6.03	8.12	2.37
MnO	0.09	0.13	0.26	0.14	0.04
CaO	1.47	1.2	5.11	3.2	0.28
MgO	10	10.6	4.4	10	0.8
Na ₂ O	0.2	0.2	5.8	2.75	4.05
K ₂ O	6.4	6.4	0.25	0.85	4.25
P ₂ O ₅	0.68	0.74	0.41	0.05	0.01
ппп	5.68	4.96	3.18	5.3	1.38
Сумма	99.67	99.94	100.2	100	99.46

Табл. 1. Химический состав магматических пород рифея Южного Урала, вес. %. Определение химического состава пород проведено в аналитической лаборатории Института геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН.

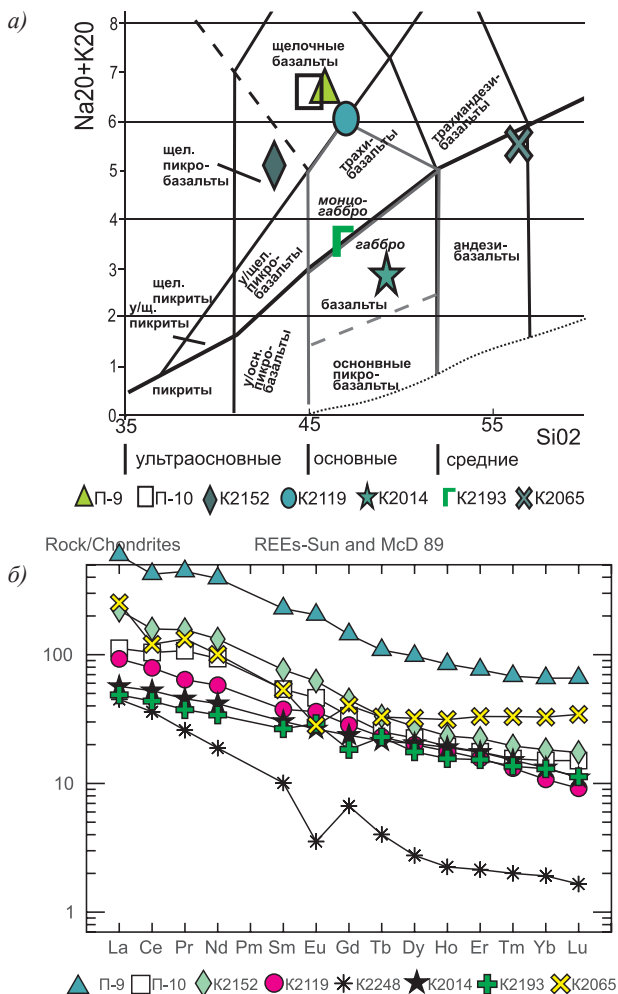


Рис. 2. Петрогенные (вес.%, (а)) и редкоземельные (г/т, (б)) элементы в рифейских вулканитах Южного Урала. Содержание РЗЭ нормировано на хондрит (McDonough et al., 1995).

Возраст цирконов определен на ионном микрозонде SHRIMP II в ЦИИ ВСЕГЕИ по стандартной методике (Williams, 1998; Larionov et al., 2004). Изотопным анализам предшествовал подготовительный этап, необходимый для оценки качества и природы цирконов. Отобранные под микроскопом кристаллы фиксировались совместно со стандартными цирконами 91500 (Wiedenbeck et al., 1995) и Temora (Black et al., 2003) в оксидной матрице. Строение кристаллов изучалось средствами оптической

Анализ кратер	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержание, ppm			²³² Th/ ²³⁸ U	D, %	Возраст, млн лет (1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Изотопные отношения (1)					
		U	Th	²⁰⁶ Pb*				²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*, ±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U, ±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U, ±%			
П9													
4	2.35	27	44	5.23	1.70	2	1297±46	0.085	23	2.62	24	0.2228	3.9
2.1	0.15	1094	525	218	0.49	1	1341±30	0.08654	0.89	2.759	2.6	0.2312	2.5
2.2	0.45	796	441	165	0.57	-2	1388±31	0.087	1.2	2.88	2.7	0.2402	2.5
3	0.54	389	196	82.8	0.52	-1	1419±32	0.0891	1.8	3.025	3.1	0.2463	2.5
1	0.69	50	79	11.6	1.63	2	1528±39	0.0962	6.8	3.55	7.4	0.2676	2.9
5	0.59	1084	497	310	0.47	47	1837±39	0.18501	0.51	8.41	2.5	0.3297	2.5
8	0.34	102	166	40.3	1.69	5	2437±53	0.1704	1.6	10.79	3.1	0.459	2.6
6	0.59	611	276	245	0.47	9	2454±51	0.1823	0.66	11.64	2.6	0.463	2.5
7	0.03	734	98	299	0.14	7	2500±51	0.18145	0.4	11.85	2.5	0.474	2.5
9	0.15	306	155	146	0.52	-5	2847±57	0.1855	0.69	14.2	21.6	0.555	2.5
П10													
6	0.07	1010	85	41.3	0.09	-6	300±18	0.0519	1.8	0.341	6.3	0.0476	6.1
2	1.19	1175	124	50.9	0.11	-35	314±19	0.0502	3.5	0.345	7.1	0.0498	6.2
9	0.40	1308	144	57.6	0.11	8	321±19	0.0535	2.5	0.377	6.6	0.0511	6.1
5	0.01	844	73	38.1	0.09	17	330±20	0.05436	1.5	0.394	6.3	0.0526	6.1
1	0.89	67	99	14.3	1.52	-3	1418±79	0.0876	4.6	2.97	7.7	0.246	6.2
7	0.06	1255	793	311	0.65	20	1630±87	0.12005	0.51	4.76	6.1	0.288	6.1
4	0.21	868	63	237	0.07	2	1774±94	0.11031	0.53	4.82	6.1	0.317	6.1
10	0.43	79	42	22.9	0.54	1	1870±100	0.1154	2.2	5.35	6.5	0.337	6.1
3	0.23	236	402	76.3	1.76	-5	2053±110	0.1194	1	6.18	6.2	0.375	6.1
8	0.18	172	95	74.6	0.57	-4	2634±130	0.1678	1	11.68	6.2	0.505	6.1
K2248													
5.1	0.71	128	103	8.67	0.83	-30	487±11	0.0533	9.2	0.577	9.5	0.0785	2.4
5.2	0.96	57	2	3.93	0.45	5	490±13	0.0576	10	0.628	10	0.079	2.7
6.2	0.95	541	55	156	0.10	7	1849±33	0.1218	1.1	5.58	2.3	0.3321	2.1
2.2	2.22	173	50	65.6	0.30	-4	2300±42	0.1391	3.2	8.22	3.9	0.4286	2.2
7.1	0.26	40	71	17.9	1.83	-2	2678±54	0.1773	1.6	12.59	2.9	0.515	2.5
8.1	0.10	312	35	132	0.12	2	2585±43	0.17813	0.5	12.12	2.1	0.4934	2
3.1	0.13	401	175	183	0.45	2	2746±45	0.19601	0.44	14.35	2.1	0.531	2
1.2	1.36	35	19	16.6	0.57	1	2797±54	0.2001	1.9	14.99	3	0.543	2.4
4.1	0.62	58	12	29.2	0.22	0	2966±56	0.2173	1.6	17.51	2.9	0.584	2.3
1.1	0.10	190	207	94	1.12	1	2930±49	0.2176	0.62	17.27	2.2	0.575	2.1
6.1	0.38	33	15	17.5	0.47	-3	3059±61	0.2177	1.4	18.23	2.9	0.607	2.5
9.1	0.23	101	27	58	0.28	-3	3291±55	0.249	0.84	22.87	2.3	0.666	2.1
2.1	0.45	46	18	25.9	0.40	-1	3238±58	0.2515	1.2	22.63	2.6	0.653	2.3
K2014													
1.1	1.89	65	46	4.17	0.74	10	454±11	0.0573	16	0.576	17	0.073	2.5
2.1	0.04	1456	1360	946	0.97	-5	3629±44	0.2969	0.32	30.94	1.6	0.756	1.6
2.2	0.25	218	213	129	1.01	1	3358±47	0.2833	2	26.7	2.7	0.684	1.8
3.1	0.06	393	110	230	0.29	0	3341±43	0.2764	0.45	25.88	1.7	0.679	1.6
3.2	0.14	207	165	104	0.82	0	2948±40	0.2141	0.65	17.12	1.8	0.5799	1.7
5.2	1.77	88	44	5.44	0.51	68	439.1±10	0.0639	15	0.621	15	0.0705	2.4
4.1	1.11	69	33	4.62	0.49	63	476±11	0.065	15	0.69	15	0.0767	2.4
6.1	0.79	327	340	19.8	1.07	-16	435.7±7.6	0.0538	6.9	0.519	7.2	0.0699	1.8
6.2	1.36	99	45	6.25	0.47	65	449.7±9.6	0.0641	11	0.638	11	0.0722	2.2
5.1	0.86	243	151	15	0.64	2	443.2±7.9	0.0559	6.9	0.549	7.1	0.0712	1.8
7.1	2.36	58	33	3.72	0.59	-36	457±13	0.052	25	0.53	25	0.0734	2.9
K2119													
1.1	0.47	154	130	9.49	0.88	-7	445.1±9.7	0.055	5.1	0.542	5.6	0.0715	2.3
1.2	0.79	173	91	10.9	0.54	-15	451.6±9.8	0.0543	6.7	0.544	7.1	0.0726	2.3
2.1	0.07	104	71	45.3	0.70	1	2638±47	0.181	0.95	12.62	2.4	0.506	2.2
2.2	0.09	184	58	73.2	0.32	7	2445±44	0.1751	0.79	11.14	2.3	0.461	2.2
3.1	0.72	129	107	8.05	0.86	1	450±10	0.056	7	0.558	7.4	0.0722	2.3
3.2	0.54	134	68	8.27	0.53	0	445±10	0.0558	5.7	0.551	6.2	0.0715	2.4
4.1	0.14	296	16	22.4	0.06	-1	545±11	0.0583	2.4	0.708	3.3	0.0882	2.1
4.2	0.58	202	45	15.2	0.23	-4	539±11	0.0577	5.7	0.694	6.1	0.0872	2.2
5.1	0.92	101	60	9.55	0.61	-3	665±15	0.0611	7.8	0.915	8.1	0.1087	2.4
5.2	0.33	107	36	10.3	0.35	5	684±15	0.0633	3.9	0.976	4.5	0.1119	2.3
6.1	0.22	163	140	15.8	0.89	-5	687±14	0.0613	2.9	0.951	3.7	0.1125	2.2
7.1	0.72	83	45	5.13	0.56	27	443±11	0.0589	7.4	0.578	7.8	0.0712	2.6

Табл. 2. U-Pb возраст (SHRIMP) цирконов рифейских вулканитов Южного Урала (П9, П10, K2248 – айская, K2014 – машакская, и K2119 – игонинская свиты). Pb_c и Pb* – общий и радиогенный свинец. (1) – коррекция по измеряемому ²⁰⁴Pb. Rho – коэффициент корреляции. Погрешность калибровки стандартов: 0.74% для K9, K10; 0.60% для K2014 и 0.59% для K2119. D – дискордантность.

микроскопии, катодоллюминесценции (catodoluminescence-CL) и обратно-рассеянных электронов (back-scattered electron-BSE). В совокупности это обеспечивало выбор

представляющих генетический интерес участков (точек) для изотопного анализа и корректную интерпретацию аналитических данных. Ионные токи измерялись с

№ пробы	Навеска (мг)	Содержание ppm		Изотопные отношения*				Возраст, млн лет **			%
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$	
K2193	0.1040	5.27	2.04	37.18	0.209±0.005	18.925±0.005	0.607±0.029	3054±147	3038±162	2898±63	-5.4
K2065	0.0394	3.11	1.44	35.44	0.172±0.005	12.573±2.276	0.509±0.046	2585±460	2588±468	2582±80	-0.1

Табл. 3. U-Pb возраст (TIMS) метабазальта (K2065) и габбро-долерита (K2193) в рифее на Южном Урале. *Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 1 пг для Pb и 10 пг для U и масс-дискриминацию 0.12±0.04%; **Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели (Stacey, Kramers, 1975). K2065 – метабаза́льт игонинской свиты аршинской серии; K2193 – габбро-долерит (N 53°16'355''; E 59°31'231'').

помощью вторично-электронного умножителя (ВЭУ) в режиме сканирования по массам. Ионный ток первичного пучка составил 4.4–4.6 нА, ускоряющий потенциал – 10 кВ. Сочетание выходной щели (80 мкм) ионного источника с 100 мкм шириной входной щели ВЭУ позволяло достигать разрешения 5200 (на ^{254}UO) и исключить изобарные наложения в анализируемом диапазоне масс. Процедура анализа включает измерение следующих ионов с соответствующими временами (сек.) интегрирования: $\text{ZrO}_2 - 2$, $^{204}\text{Pb} - 10$ фон (204.2) – 10, $^{206}\text{Pb} - 7$, $^{208}\text{Pb} - 7$, $^{238}\text{U} - 2$, $^{248}\text{ThO} - 2$ и $^{254}\text{UO} - 2$, причем ионы ZrO_2 и UO использовались и для юстировки пика ионного тока в каждом из четырех масс-спектров. Каждая аналитическая сессия начиналась и заканчивалась измерением стандартных цирконов 91500 и Temoga, а в процессе измерения каждый четвертый замер выполнялся на стандартном цирконе Temoga, возраст которого равен 416.75 млн лет. Измеряемые U/Pb отношения нормировались относительно величины $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.066$, отвечающей этому возрасту. Получаемые результаты обрабатывались с помощью программы ISOPLOT/Ex 3.22 (Ludwig, 2005), использовались константы распада по (Steger, Jager, 1977), поправки на нерадиоогенный свинец вводились согласно модели (Stacey, Kramers, 1975).

В таблице 2 приведены все аналитические данные, но подробно рассматриваются только отвечающие наиболее древним датировкам. Полностью анализы используются при оценке корреляционных взаимоотношений U и Th в цирконе, а представляющие 500 млн лет с дискордантностью не ниже 10 – при построении возрастных гистограмм. При изложении материала упоминаются датировки, полученные по $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$.

Описание цирконов

Циркон в каждой исследованной пробе (Рис. 3, табл. 2, 3) представляет совокупность кристаллов различного состава и возраста, минералогические особенности которых (облик, внутреннее строение, прозрачность) варьируют в широких пределах.

Одни зерна демонстрируют сочетания ранних-поздних генераций, другие – классическую пару ядро-оболочка. Поскольку в работах (Краснобаев и др., 2012; Краснобаев и др., 2013а; 2013б; Краснобаев и др., 2018) многие из подобных кристаллов уже рассматривались, на рис. 3 представлены лишь особенности строения наиболее древних.

Айские базальты содержат лишь единичные древние кристаллы, среди которых удлиненное – 9, сломанное, частично округлое – 7 (П9) и обломок призматического кристалла – 8 (П10) (Рис. 3). Они испытали и дробление, и растворение, а их округлость не связана с абразией. Пониженная дискордантность (< 10; табл. 2) этих

кристаллов допускает связь их датировок с реальными событиями. Большая часть остальных кристаллов в этих пробах относится к интервалу 1297–2053 млн лет, участвующему и заниженные датировки (Краснобаев и др., 2013б) измененных зерен.

Несмотря на некоторую условность определения природы, кварцит (K2248) важен тем, что содержащиеся в нем цирконы имеют общую историю существования с цирконами базальтов, что позволяет решить некоторые общие для них вопросы геологического прошлого. Речь идет о том, что особенности эволюции цирконов кварцита могут распространяться и на цирконы базальтов как сосуществующих с ними в равных условиях. Кроме того, цирконы кварцита важны также и для оценки некоторых особенностей айской свиты в целом. К наиболее важным их свойствам относятся (Рис. 3): присутствие среди них зерен с четким идиоморфизмом (кр. 8), с реликтами первичной огранки и вторичной округлостью (кр. 6), обломков, испытавших перекристаллизацию (кр. 2, 9). Примером совмещения следов растворения, замещения и изменения состава с омоложением является кристалл 1. В совокупности все эти данные подтверждают вывод о формировании облика рассматриваемых цирконов без участия абразии, т. е. цирконы из пробы K2248 и обломочные (Кузнецов и др., 2012; Кузнецов и др., 2013) в этом плане не эквивалентны. Периферические зоны некоторых кристаллов характеризуются пониженными возрастными (кр. 2.2 – 2300 млн лет, кр. 6.2 – 1849 млн лет), а одно зерно имеет возраст 490 млн лет.

Уникальными особенностями обладают кристаллы 2 и 3 машакских базальтов пробы K2014 (Рис. 3). На снимках BSE видно, что у них проявились весьма специфические радиальные трещины в периферических зонах, не затрагивающие центральные. Подобная ситуация возникает вследствие более интенсивного увеличения параметров элементарной ячейки у последних за счет повышенной дозы поглощенного α -излучения, что в конечном счете и приводит к “взрыву” оболочки, и к появлению наблюдаемых трещин. Между кристаллами 2 и 3 существуют и заметные различия первичного строения. Для первого характерно сосуществование ранней-поздней генераций, а появление трещиноватости приурочено лишь к поздней. В случае с кристаллом 3 образование трещин также происходит в периферической зоне, но которая здесь уже соответствует новообразованной оболочке. Максимальная датировка цирконов этой пробы достигает 3629±44 млн лет, а преобладают кристаллы с возрастными 435–475 млн лет. Кристаллов циркона отвечающих машакскому уровню среди них не обнаружено.

В базальте (K2119) игонинской свиты распространены кристаллы циркона с возрастом 450–690 млн лет,

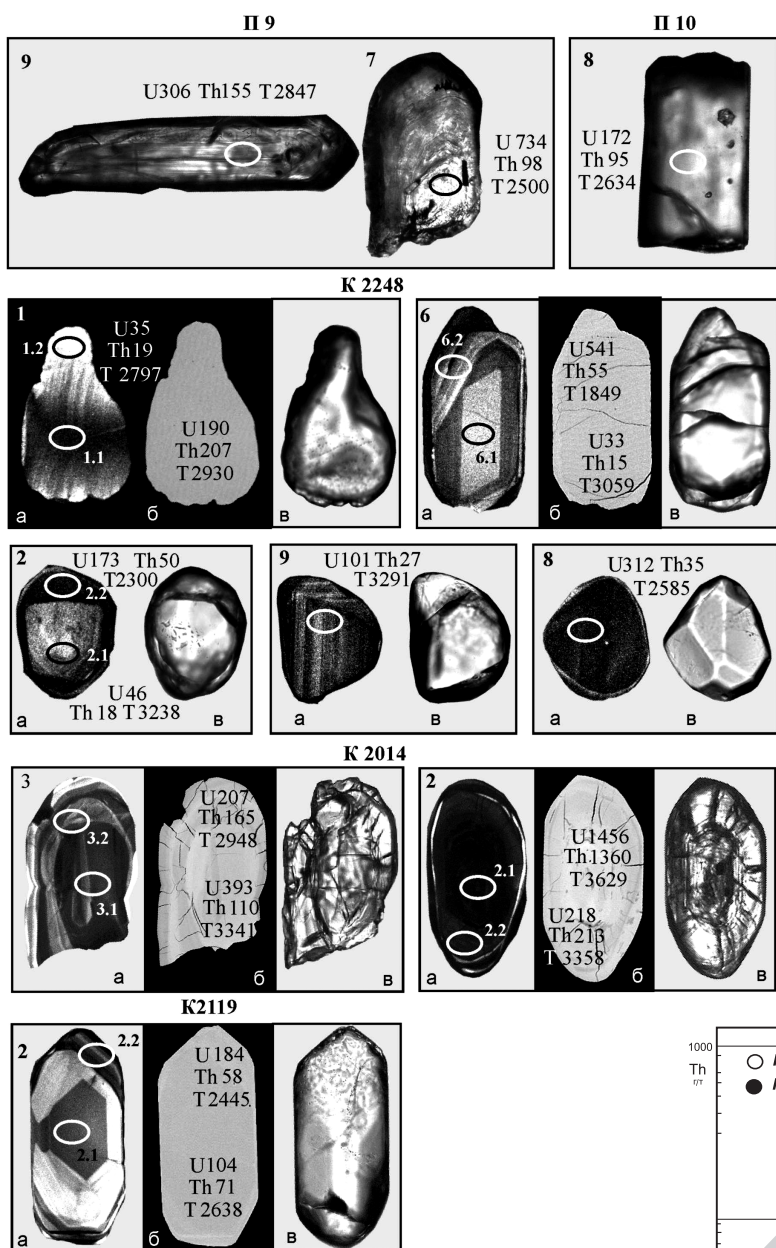


Рис. 3. Минералого-геохимические и возрастные особенности цирконов из вулканитов рифейских толщ Южного Урала. П9, П10, К2119 – айская, К2014 – машакская, и К2248 – игонинская свиты. Цифры – номера кристаллов, содержания U и Th (z/m), T – возраст, млн лет (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) (табл. 2), а, б, в – снимки CL, BSE, оптические (проходящий свет).

и лишь единственный кристалл 2 относится к архейским – 2638 ± 57 млн лет. Сочетание первичных зон (темной – светлой по CL) отражает его магматическую природу, а появление поздней оболочки (2.2) обязано метаморфизму, возраст которого по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ оценивается в 2445 ± 44 млн лет. TIMS-датировка метадацитового порфира (К2065) игонинской свиты оказалась равной 2580 ± 5 млн лет, что подтвердило датировку, ранее полученную SHRIMP методом.

U-Th в цирконах

Распределение U и Th в цирконах проб П9 и П10 хотя и различается (Рис. 4), но в совокупности свидетельствует о принадлежности к единому источнику.

Подтверждением служит не только совпадающий характер их эволюции, но и принадлежность к трем последовательным этапам кристаллизации их магматического расплава (ТрI, ТрII и ТрIII). Ограниченные масштабы вариаций при существенно возросшем содержании U указывают на принадлежность ТрIII к его заключительному этапу. Связь с источником цирконов из базальтов айской

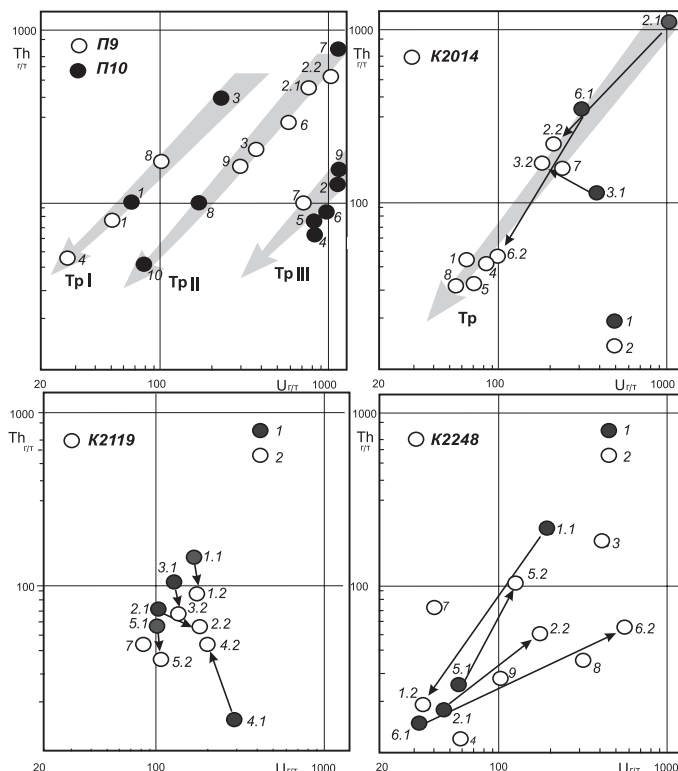


Рис. 4. Взаимосвязь U и Th в цирконах из вулканогенных пород рифейских толщ Южного Урала. Сосуществующие в едином зерне ранние (1) – поздние (2) генерации соединены стрелками. Тренды (Тр) – направленность эволюционного развития цирконов.

свиты вероятно и для цирконов машакских (K2014) вулканитов, подтверждением чему служит подобие трендов их эволюции (TrII и TrI). Несомненно, цирконы пробы K2119 с компактным (“однородным”) распределением U и Th отражают участие нового источника. По-видимому, для цирконов айских и машакских базальтов можно говорить не только об общности образования, но и о подобной последующей истории их существования. Это особенно хорошо заметно при сопоставлении U и Th базальтов с контрастными анализами U и Th в цирконах кварцита (K2248), которые находятся “правее” и “ниже” анализов цирконов магматитов. Впрочем, эволюция некоторых кристаллов (кр. 1 и 2) не противоречит отмеченной для предыдущих проб, а вместе с другими (кр. 2, 4, 6, 8, 9) отражает их полигенную природу в кварците.

В совокупности, особенности распределения U и Th в архейских цирконах тиманид Урала выявляют их связь с различными источниками, хотя для этого возрастного периода такой вывод кажется неожиданным, порождающим новые вопросы о ранней истории его развития.

U-Pb Возраст циркона

На рис. 5 показано распределение эллипсов U-Pb возраста SHRIMP и TIMS анализов самых древних (Табл. 2) кристаллов циркона из пород айской, машакской и игонинской свит относительно конкордии. Нетрудно заметить, что в основном они располагаются или на ней, или рядом, и группируются в границах неогархея (2540-2690 млн лет) или верхней половине палеогархея (3190-3350 млн лет). К связующим можно отнести датировки некоторых кристаллов циркона из кварцита (2966 и 2794 млн лет). Еще раз подчеркнем, что все полученные датировки относятся к цирконам, выделенным из магматических пород.

Для цирконов Тараташского комплекса возрастная информация хорошо известна. Об их древнем, в том числе архейском возрасте (до 3420 млн лет), сообщалось в 1965 году (Краснобаев и др., 1965). Он подтвердился последующими, дополненными минералогическими, исследованиями (описаны шесть типов цирконов) с применением термоизохронного (Pb^{207}/Pb^{206}) (Краснобаев, Сумин, 1983) и классического U-Pb (Краснобаев, Чердниченко, 2005) методов. Развитие методики SHRIMP способствовало обнаружению кристаллов с возрастом до 3500 млн лет (Краснобаев и др., 2011). Существенный вклад в познание тараташских цирконов внесла работа Ю.Л. Ронкина с коллегами (Ронкин и др., 2012), которая подтвердила и широкие возрастные вариации тараташских цирконов, и сохранность среди них кристаллов с возрастом, превышающим 3500 млн лет.

О природе цирконовой кластики

Прежде чем приступить к анализу полученных новых данных, необходимо уточнить наши представления о природе цирконовой кластики (детрита), о ее взаимоотношениях с первичными (магматическими) цирконами источников. Формально их сопоставление кажется и простым, и очевидным. Однако практика качественно меняет эти представления. Можно согласиться с основным механизмом трансформации первичных цирконов в детритовые, который определяется довольно жесткими положениями.

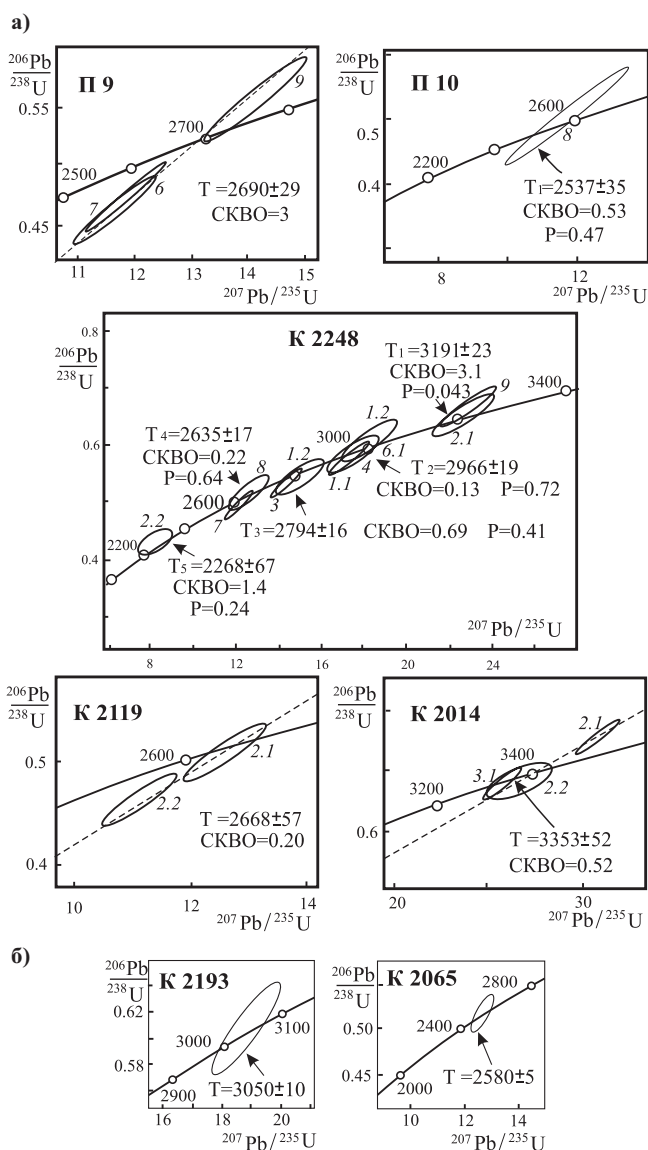


Рис. 5. U-Pb возраст цирконов магматических пород в рифейских толщах Южного Урала. Методики: а – SHRIMP, б – TIMS.

Основное из них – возраст детритовых зерен не может превышать возраста цирконов источников. Это вполне справедливо, если речь идет о возрасте цирконов, а не о возрасте содержащих их пород.

Эта взаимосвязь, как непрременная, должна соблюдаться при любых манипуляциях с цирконовой кластикой. Среди процессов, определяющих непосредственное появление детритовой фракции, следует отметить два основных, имеющих статус закономерных (ЗI и ЗII). Первый (ЗI) контролирует очистку (рафинирование) сложно организованных, часто гетерогенных первичных кристаллов от дефектных зерен в основном под влиянием механической абразии. Это приводит к постепенному накоплению внешне уже более однородных (однотипных) зерен с повышенной кристалличностью, устойчивых и к дроблению, и к истиранию, т.е. к образованию, по сути дела, новой фракции – фракции детрита, тогда как осколки истираются и исчезают в первую очередь. При этом затухание ЗI активизирует участие ЗII, согласно которому минералогическая память возникающих детритовых зерен о своих первичных кристаллах ослабевает и может даже полностью исчезнуть. В предельном случае при

полной потере памяти о наиболее поздних стадиях преобразования зерен образуется полихронное сообщество обломочных кристаллов, у которых обнаружить какие-либо признаки принадлежности к конкретным источникам практически невозможно. При этом открываются безграничные возможности отрабатывать (опробовать) на них различные гипотезы, проводить сопоставления их вещественно-геохимических параметров с любыми модельными объектами. В конечном счете, все вновь установленные насыщенные аналитикой генетические связки обычно заканчиваются обрисовкой каких-либо вероятных “первичных” источников, роль которых часто выполняют крупные массивы (комплексы) пород. Эти выводы нередко бывают далеки от реальности.

Потенциально детритовые кристаллы, ранее участвовавшие в строении первичных, могли занимать в них различное структурное положение (ранняя-поздняя генерации, ядра, оболочки, следы влияния метаморфизма, особенно гранулитового). В отличие от предельного случая, рассмотренного выше, их образование может остановиться на “промежуточном” этапе, обеспечив сохранность в некоторых зернах реликтов первичных структур. Вероятность встречи таких частично преобразованных кристаллов хотя и невысокая, но возможная, и о них не следует забывать при исследованиях цирконовой кластики. Однако нередко возникает соблазн ограничиться формальным сопоставлением вещественно-возрастных характеристик обломочных кристаллов с «назначенными» виртуальными источниками.

Об источниках детрита

Возникает качественно иная ситуация, когда на роль источника детрита претендуют местные объекты. Примером может служить ситуация с упомянутым Тараташским комплексом. Весьма симптоматично, что тараташские разновидности цирконов были отмечены ранее и в айских, и даже в зильмердакских песчаниках, нижнего и верхнего рифея, соответственно (Краснобаев и др., 1965; Краснобаев, 1967), что указывало на их перетолжение (!) на месте.

При сопоставлении возрастных параметров первичных (Табл. 2, 3; рис. 3, 4, 5) и обломочных (Кузнецов и др., 2013; Кузнецов и др., 2012) кристаллов циркона в данном исследовании использованы полученные ранее данные для цирконов из вулканитов игонинской (Краснобаев и др., 2012), машакской (Краснобаев и др., 2013а) и айской (Краснобаев и др., 2013б; Краснобаев и др., 2018) свит и пород Тараташского комплекса (Краснобаев, 1967; Краснобаев и др., 1965; Краснобаев, Сумин, 1983; Краснобаев, Чередниченко, 2005; Краснобаев и др., 2011; Ронкин и др., 2012). Как и при анализе исследуемых проб, учитывались лишь анализы наиболее совершенных кристаллов, отвечающих требованиям возрастных индикаторов, а также с дискордантностью не хуже 10. Естественно, что в исходных пробах были распространены кристаллы с более широкими минералого-геохимическими свойствами, что существенно при образовании из них цирконовой кластики. Для айской свиты, например, учтены кристаллы циркона с пониженными относительно первичного (1750 млн лет) датировками, вызванными вторичными преобразованиями (Краснобаев и др.,

2013б). Кроме того, не исключено и влияние машакского вулканизма на сохранность цирконов айской свиты.

Возрастные вариации цирконов Тараташского комплекса наиболее полно характеризуются результатами (1000-2900 млн лет) термоизохронного метода (Краснобаев, Сумин, 1983). Но в суммарные гистограммы (Рис. 6) мы включили лишь данные U-Pb методов. При сравнении суммарных гистограмм распределения U-Pb возрастов цирконов из вулканитов рифея, пород Тараташского комплекса и детритовых цирконов из песчаников нижнего рифея и венда (Кузнецов и др., 2013) обращает на себя внимание то, что возрастные вариации тех и других во многом сопоставимы, несмотря на минералогическую ограниченность использованных в данном исследовании кристаллов. Отсюда следует, что возрастные характеристики первичных (магматических) цирконов, распространенных в рифейских вулканитах и породах Тараташского комплекса, как источников обломочных цирконов в рифейских и вендских песчаниках, преимущественно регулируются процессами перетолжения на месте их образования.

Ранее (Беккер, 1968; Орлова, 1960; Сергеева, 2014) при изучении аксессуарных минералов отмечалось, что рифейские и вендские песчаники на Южном Урале в значительной степени формируются за счет обломочного материала местных уральских пород. Хотя влияние удаленных источников не исключается, но их роль в данном случае не проявилась.

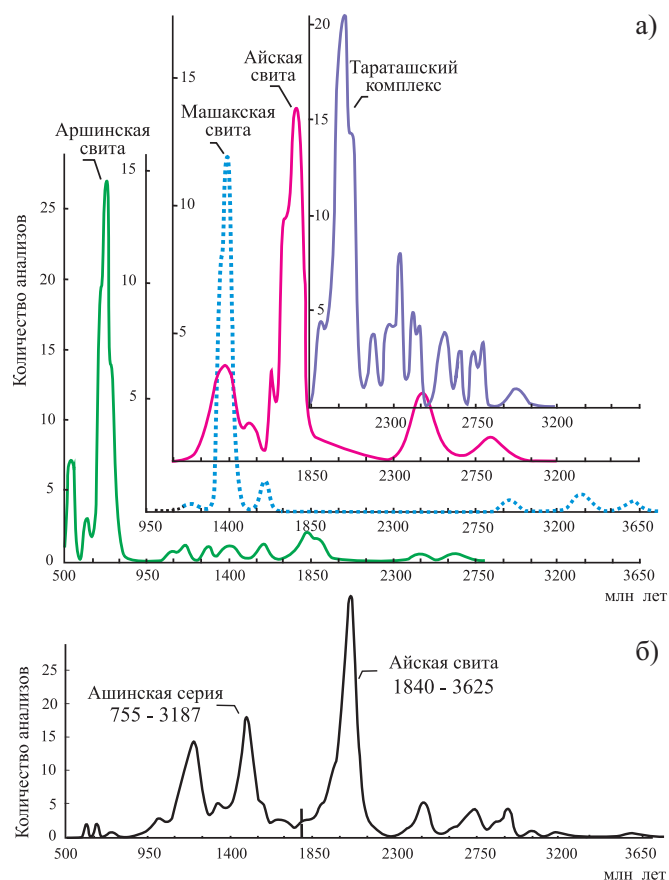


Рис. 6. Гистограммы распределения U-Pb возрастов цирконов вулканитов рифея и пород Тараташского комплекса (а) и детритовых цирконов айских-ашинских песчаников (б) (Кузнецов и др., 2013).

Заключение

1. В качестве источников цирконовой кластики для песчаников рифейских и вендских толщ на Южном Урале впервые рассматриваются цирконы из вулканогенных пород, представленных в разрезе рифея региона навышским трахибазальтовым комплексом в айской свите бурзьянской серии нижнего рифея, машакским риолит-базальтовым комплексом в машакской свите юрматинской серии среднего рифея и аршинским metabазальтовым комплексом в составе игонинской свиты аршинской серии завершающего рифея.

2. При сопоставлении вещественно-возрастных характеристик обломочных кристаллов с возможными источниками цирконовой кластики следует учитывать, что при формировании цирконовой кластики из магматических цирконов происходит очистка (рафинирование) сложно организованных, часто гетерогенных первичных кристаллов от дефектных зерен в основном под влиянием механической абразии, что приводит к накоплению внешне более однородных (однотипных) кристаллов с повышенной кристалличностью. В процессе преобразования кристаллов циркона в детритовые зерна, последние могут сохранить реликты первичных структур, указывающие на источник цирконовой кластики, но возможно и полное исчезновение у цирконов признаков принадлежности к конкретным источникам. В этом случае открываются безграничные возможности сопоставления вещественно-геохимических параметров цирконовой классики с любыми модельными объектами.

3. Аналогия в распределении U-Pb возрастов цирконов из вулканитов рифея, метаморфических пород Тараташского архей-нижнепротерозойского комплекса и детритовых цирконов песчаников нижнего рифея и венда (Рис.6) свидетельствует, что формирование цирконовой кластики песчаников рифея и венда на Южном Урале обусловлено преимущественно процессами рециклинга цирконов на месте их образования.

Говоря о важной роли местных источников сноса, дополнительным аргументом служат результаты U-Pb датирования выделенных нами детритовых цирконов из песчаного матрикса конгломератов айской свиты в разрезе по р. Ушат (Тараташский антиклинорий). LA-ICP-MS анализы выполнены в Научно-образовательном центре геохронологии Казанского федерального университета, а полученные материалы изложены в статье (Романюк, Кузнецов, Пучков и др., 2018б), основной вывод которой заключается в том, что источник детритовых цирконов был сугубо локальным. На диаграмме с конкордией эллипсы анализов всех датированных зерен циркона формируют дискордию с верхним и нижним пересечениями с конкордией – 2066 ± 20 и 230 ± 200 млн лет. Верхняя датировка интерпретируется как возраст цирконов из коренных пород тараташского комплекса, а нижняя – как результат термального воздействия палеозойских вулканитов, расположенных в непосредственной близости от пробы.

Таким образом, основным источником обломочных цирконов в рифейских и вендских песчаниках на Южном Урале служат местные (рифейские и тараташские) комплексы пород. Появление цирконовой кластики в песчаниках этих толщ определяется процессами переотложения на месте их образования. Можно констатировать, что

для этого не требуется привлечения более удаленных и экзотических источников.

Благодарности

Исследования выполнены в соответствии с планами научно-исследовательских работ Института геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН (тема гос. задания № 0246-2019-0087).

Литература

- Беккер Ю.Р. (1968). Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Ленинград: Недра, 160 с.
- Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории Республики Казахстан (2002). Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист N-40 (41)–Уфа (ответственный редактор и один из авторов Козлов В.И.) СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ.
- Козлов В.И., Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Нехорошева А.Г., Бушарина С.В. (2011). Аршиний – новый стратон рифея в стратотипических разрезах Южного Урала. *Геологический сборник*, 9, с. 3-8.
- Краснобаев А.А. (1967). Альфа-свинцовый возраст и особенности строения цирконов из очковых гнейсов тараташской и песчаников зильмердакской свит. *Минералы изверженных горных пород и руд Урала*. Ленинград: Наука, с. 3-7.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Бережная Н.Г., Нехорошева А.Г. (2011). Цирконология железистых кварцитов Тараташского комплекса. *ДАН*, 437(6), с. 803-807.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. (2012). Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал). *Литосфера*, 4, с. 127-139.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Сергеева Н.Д., Падерин И.П. (2013а). Цирконовая геохронология машакских вулканитов и проблема возраста границы нижний-средний рифей (Южный Урал). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 21(5), с. 1-18.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н. (2013б). Цирконология навышских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале. *ДАН*, 448(4), с. 437-442. <https://doi.org/10.1134/S1028334X13020050>
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д. (2018). Полихронная цирконология навышских вулканитов айской свиты (Южный Урал). *ДАН*, 478(1), с. 56-61. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18010038>
- Краснобаев А.А., Свяжин Н.В., Траянова М.В. (1965). Абсолютный возраст пород тараташской свиты на Урале по данным α -свинцового метода. *Методические вопросы изотопной геологии*. М: Наука, с. 84-94.
- Краснобаев А.А., Сумин Л.В. (1983). Геохимическая и геохронологическая гетерогенность цирконов полиметаморфических комплексов (на примере Тараташского комплекса на Южном Урале). *Геохимия*, 4, с. 599-602.
- Краснобаев А.А., Чердниченко Н.В. (2005). Цирконовый архей Урала. *ДАН*, 400(4), с. 510-519.
- Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанин Е.Н., Серегина Е.С., Цельмович В.А. (2013). Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея. *ДАН*, 451(3), с. 308-313.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Орлов С.Ю., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Ипатьева И.С. (2012). Первые результаты массового U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритовых цирконов из ашинской серии Южного Урала: палеогеографические и палеотектонические аспекты. *ДАН*, 447(1), с. 73-79.
- Орлова М.Т. (1960). Акцессорные минералы древних немых толщ западного склона Южного Урала. *Геология и полезные ископаемые*. Материалы ВСЕГЕИ. Вып. 28. Ленинград, с. 31-44.
- Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанин Е.Н. (2018а). Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом "TERRANE CHRONO". *Геодинамика и тектонофизика*, 9(1), pp. 1-37. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-1-0335>
- Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Паверман В.И., Горожанин В.М., Горожанин Е.Н. (2018б). U/Pb датирование (LA-ICP-MS) детритовых цирконов из основания разреза стратотипа нижнего рифея (Башкирское поднятие, Южный Урал): локальный источник обломочного материала для пород айской свиты. *Геодинамическая*

эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания ИЗК СО РАН. Иркутск, с. 217-219.

Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Лепихина О.П. (2012). Изотопная геология древнейших образований Южного Урала. *Литосфера*, 5, с. 50-76.

Сергеева Н.Д. (2014). Минералогические особенности отложений венда Южного Урала. *Труды Южно-Уральского государственного природного заповедника*. Уфа: Гилем, Башк. энцикл. Вып. 2, с. 161-176

Стратиграфический кодекс России. (2006). СПб: Изд. ВСЕГЕИ. 96 с. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinicoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. (2003). Temora 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 200, pp. 155-170. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(03\)00165-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00165-7)

Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M. (2006). Geochemical characterization of Precambrian magmatic syites of the southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia. *Geological Digest*, 5, pp. 119-161.

Larionov A.N., Andricev V.A., Gee D.R. (2004). The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. *The Neoproterozoic Timanid Orogen of Eastern Baltica*. Geological Society, London, Memoirs, 30, pp. 69-74. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2004.030.01.07>

Ludwig K.R. (2005). User's Manual for ISOPLOT/Ex 3.22. Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 71 p.

McDonough W.F., Sun S.S. (1995). The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, 120, pp. 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)

Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Sergeeva N.D. (2014). The New Data on Stratigraphy of the Riphean Stratotype in the Southern Urals, Russia. *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 2, pp. 108-116. <https://doi.org/10.4236/gep.2014.23015>

Stacey J.S., Kramers J.D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, pp. 207-221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)

Steger R.N., Jager E. (1977). Subcommission on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, pp. 359-362. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90060-7)

Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C. and Spiegel W. (1995). Three natural zircon

standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 19, pp. 1-23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>

Williams I.S. (1998). U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. In: Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Reviews in Economic Geology*, 7, pp. 1-35.

Сведения об авторах

Артур Антонинович Краснобаев – доктор геол.-мин. наук, главный научный сотрудник, Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН

Россия, 620016, Екатеринбург, ул. Ак. Вонсовского, д. 15
Тел: +7(343)287-90-44, e-mail: krasnobaev@igg.uran.ru

Виктор Николаевич Пучков – доктор геол.-мин. наук, член-корр. РАН, научный руководитель, Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН

Россия, 620016, Екатеринбург, ул. Ак. Вонсовского, д. 15
Тел: +7(343)287-90-44, e-mail: puchkv@ufaras.ru

Нина Дмитриевна Сергеева – канд. геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник, Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН

Россия, 450077, Уфа, ул. К. Маркса, д. 16/2
Тел: +7(347)272-82-56, e-mail: riphey@ufaras.ru

Софья Владимировна Бушарина – канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН

Россия, 620016, Екатеринбург, ул. Ак. Вонсовского, д. 15
Тел: +7(343)287-90-44, e-mail: cvb_77@mail.ru

Статья поступила в редакцию 05.07.2018;

Принята к публикации 14.01.2019;

Опубликована 30.03.2019

IN ENGLISH

Nature of zircon clastics in the Riphean and Vendian sandstones of the Southern Urals

A.A. Krasnobaev¹, V.N. Puchkov¹, N.D. Sergeeva^{2*}, S.V. Busharina¹

¹Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russian Federation

²Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Ufa, Russian Federation

*Corresponding author: Nina D. Sergeeva, e-mail: riphey@ufaras.ru

Abstract. New age dates of detrital zircons of terrigenous rocks augmented the possibilities of interpretation of their provenance. Unfortunately this interpretation is restricted by a formal comparison of age-and-composition characteristics of detrital crystals with any very distant model objects. The paper deals with a situation when the role of a source of a detritus is claimed by local objects. When comparing the age parameters of primary and detrital crystals of zircons, the data on Riphean volcanics and ancient metamorphics of the Taratash complex of the Southern Urals were used. Specifying the ideas on the nature of the zircon clastics (detritus) and its relationships with primary zircons of sources, a role of processes of mechanical abrasion is pointed out, leading to a clearing of heterogenous primary grains of defect crystals, which results in an accumulation of crystals of more homogenous appearance. The analysis of SHRIMP and TIMS-dates of zircons and U and Th concentrations in them, and also a comparison of histograms of primary zircons from Riphean volcanics and rocks of the Taratash complex

on one hand and the detrital zircons from the Vendian and Riphean sandstones of the Southern Urals on the other, have shown that the age variations of both are rather comparable. It means that the age characteristics of primary zircons from the Riphean volcanics and rocks of the Taratash complex as sources of zircon clastics for the Riphean and Vendian sandstones are regulated by processes of re-sedimentation, and a detrital fraction of zircons is formed at the expense of local objects. The participation of very distant sources is not excluded, but in our case it is not detected.

Key words: zircons, Riphean, Vendian, series, formation, Asha, Ai, Mashak, Southern Urals

Recommended citation: Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2019). Nature of zircon clastics in the Riphean and Vendian sandstones of the Southern Urals. *Georesursy = Georesources*, 21(1), pp. 15-25. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.15-25>

Acknowledgements

The studies were carried out in accordance with the research plans of the Institute of Geology of the Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences (state task No. 0246-2019-0087).

References

- Bekker Yu.R. (1968). Late Precambrian molasses of the Southern Urals. Leningrad: Nedra, 160 p. (In Russ.)
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinico J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. (2003). Temora 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 200, pp. 155-170. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(03\)00165-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00165-7)
- Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M. (2006). Geochemical characterization of Precambrian magmatic syites of the southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia. *Geological Digest*, 5, pp. 119-161.
- Geological map of the Russian Federation and adjacent territories of the Republic of Kazakhstan (2002). Scale 1:1 000 000 (new series). SPb: Izd-vo SPb kartfabriki VSEGEI. (In Russ.)
- Kozlov V.I., Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Nekhoroshev A.G., Busharin S.V. (2011). Arshiny is a new Riphean straton in the stratotype cuts of the Southern Urals. *Geological Digest*, 9, pp. 3-8. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A. (1967). Alfa-lead age and structural features of zircons from the spectacle gneisses of the Taratash suite and sandstones of the Zilmerdak suite. *Mineraly izverzhennykh gornykh porod i rud Urala* [Minerals of igneous rocks and ores of the Urals]. Leningrad: Nauka, pp. 3-7. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Busharina S.V., Berezhnaya N.G., Nekhorosheva A.G. (2011). Zirconology of ferruginous quartzites of the Taratash complex. *Doklady Earth Sciences*, 437(6), pp. 803-807. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2012). New data on zircon geochronology of the Arshinsky volcanites (Southern Urals). *Litosfera = Lithosphere*, 4, pp. 127-139. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Busharina S.V., Sergeeva N.D., Paderin I.P. (2013a). Zircon geochronology of the Mashaksky colcanites and age problem of Lower-Middle Riphean boundary. *Stratigrafiya. Geol. korrelyatsiya*, 21(5), pp. 1-18. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Busharina S.V., Lepekhina E.N. (2013b). Zirconology of navysh volcanic rocks of the Ai suite and the problem of the age of the lower riphean boundary in the Southern Urals. *Doklady Earth Sciences*, 448(4), pp. 437-442. <https://doi.org/10.1134/S1028334X13020050> (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D. (2018). Polychronous Zirconology of Navysh Volcanics of the Ai Formation (Southern Urals). *Doklady Earth Sciences*, 478(1), pp. 56-61. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18010038> (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Svyazhin N.V., Trayanova M.V. (1965). Absolute age of the rocks of Taratash suite in the Urals by α -lead method. *Metodicheskie voprosy izotopnoj geologii* [Methodological problems of isotope geology]. Moscow: Nauka, pp. 84-94. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Sumin L.V. (1983). Geochemical and geochronological heterogeneity of zircons of polymetamorphic complexes (on the example of the Taratash complex in the Southern Urals). *Geohimiya = Geochemistry*, 4, pp. 599-602. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Cherednichenko N.V. (2005). Zircon archean of the Urals. *Doklady Earth Sciences*, 400(4), pp. 510-519. (In Russ.)
- Kuznecov N.B., Maslov A.V., Belousova E.A., Romanyuk T.V., Krupenin M.T., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., Seregina E.S., Celmovich V.A. (2013). The first U-Pb (LA-ICP-MS) isotope data of detrital zircons from the basal levels of the Riphean stratotype. *Doklady Earth Sciences*, 451(3), pp. 308-313. (In Russ.)
- Kuznecov N.B., Romanyuk T.V., Shacillo A.V., Orlov S.Yu., Golovanova I.V., Danukalova K.N., Ipat'eva I.S. (2012). The first results of mass U-Pb isotope dating (LA-ICP-MS) for detrital zircons from the Asha Group, South Urals: Paleogeography and paleotectonics. *Doklady Earth Sciences*, 447(1), pp. 73-79. (In Russ.)
- Larionov A.N., Andreicev V.A., Gee D.R. (2004). The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. *The Neoproterozoic Timanid Orogen of Eastern Baltica*. Geological Society, London, Memoirs, 30, pp. 69-74. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2004.030.01.07>
- Ludwig K.R. (2005). User's Manual for ISOPLOT/Ex 3.22. Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 71 p.
- McDonough W.F., Sun S.S. (1995). The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, 120, pp. 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Orlova M.T. (1960). Accessory minerals of the ancient silent layers of the western slope of the Southern Urals. *Geologiya i poleznye iskopaemye. Materialy VSEGEI* [Proc. VSEGEI. Geology and mineral resources]. Leningrad, is. 28, pp. 31-44. (In Russ.)
- Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Sergeeva N.D. (2014). The New Data on Stratigraphy of the Riphean Stratotype in the Southern Urals, Russia. *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 2, pp. 108-116. <https://doi.org/10.4236/gep.2014.23015>
- Romanyuk T.V., Kuznecov N.B., Belousova E.A., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N. (2018a). Paleotectonic and paleogeographic conditions for the accumulation of the lower riphean Ai formation in the Bashkir uplift (Southern Urals): the terranechron® detrital zircon study. *Geodynamics & Tectonophysics*, 9(1), pp. 1-37. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-1-0335> (In Russ.)
- Romanyuk T.V., Kuznecov N.B., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Paverman V.I., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N. (2018b). U/Pb dating (LA-ISP-MS) of detrital zircons from the base of the section of the Lower Riphean stratotype (a localized source of detrital material for the aroid suite). *Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent)*. Proc. Sci. Semin. Irkutsk, pp. 217-219. (In Russ.)
- Ronkin Yu.L., Sindern S., Lepihina O.P. (2012). Isotope geology of ancient formations of the Southern Urals. *Litosfera = Lithosphere*, 5, pp. 50-76. (In Russ.)
- Sergeeva N.D. (2014). Mineralogical features of Vendian deposits of the Southern Urals. *Trudy Yuzhno-Ural'skogo gosudarstvennogo prirodnogo zapovednika*. Is.2. Ufa: Gilem, Bashk. ehncikl., pp. 161-176. (In Russ.)
- Stacey J.S., Kramers J.D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, pp. 207-221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)
- Stratigraphic code of Russia (2006). St.-Petersburg: VSEGEI, 96 p. (In Russ.)
- Steger R.N., Jager E. (1977). Subcommittee on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, pp. 359-362. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90060-7)
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C. and Spiegel W. (1995). Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 19, pp. 1-23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>
- Williams I.S. (1998). U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. In: Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Reviews in Economic Geology*, 7, pp. 1-35.

About the Authors

Artur A. Krasnobaev – DSc (Geology and Mineralogy), Chief Researcher, Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences

15, Vonsovsky st., Yekaterinburg, 620016, Russian Federation
Tel: +7(343)287-90-44, e-mail: krasnobaev@igg.uran.ru

Viktor N. Puchkov – DSc (Geology and Mineralogy), Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences, Academic Supervisor, Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences

15, Vonsovsky st., Yekaterinburg, 620016, Russian Federation
Tel: +7(343)287-90-44, e-mail: puchkv@ufaras.ru

Nina D. Sergeeva – PhD (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences

16/2, Karl Marx st., Ufa, 450077, Russian Federation
Tel: +7(347)272-82-56, e-mail: riphey@ufaras.ru

Sofiya V. Busharina – PhD (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences

15, Vonsovsky st., Yekaterinburg, 620016, Russian Federation
Tel: +7 (343) 287-90-44, e-mail: cvb_77@mail.ru

Manuscript received 5 July 2018;

Accepted 14 January 2019; Published 30 March 2019