

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ЦИРКОНОВОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ АРШИНСКИХ ВУЛКАНИТОВ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2012 г. А. А. Краснобаев*, В. И. Козлов**, В. Н. Пучков**,
Н. Д. Сергеева**, С. В. Бушарина*

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7
E-mail: krasnobaev@igg.uran.ru

**Институт геологии Уфимского НЦ РАН
450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2
E-mail: riphey@anrb.ru

Поступила в редакцию 11.05.2012 г.

В районе Тирлянской мульды Южного Урала, непосредственно под отложениями палеозоя, находится мощная (до 1.5 км) терригенная толща, включающая тиллитовидные конгломераты и содержащая в своей средней части значительное количество вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Рассматриваемая толща, с размывом залегающая на укской свите верхнего рифея, до недавнего времени описывалась как аршинская свита и относилась к нижнему венду. Нами эта свита переведена в ранг серии, в составе четырех свит – байнасской, махмутовской, игонинской и шумской. Изучение цирконов, выделенных из вулканогенных пород игонинской свиты, позволило прийти к выводу о полихронности аршинского вулканизма – о проявлении двух основных этапов в его эволюции с рубежами 707.0 ± 2.3 млн. лет и 732.1 ± 1.7 млн. лет. Учитывая принятый в настоящее время возраст основания венда (600 ± 10 млн. лет), эти данные противоречат отнесению аршинской серии к нижневендскому возрасту. С учетом геологических, аналитических и геохронологических данных мы сочли возможным выделить стратон аршиний (завершающий рифей, RF₄) в границах, приблизительно отвечающих интервалу 600–760 млн. лет.

Ключевые слова: Южный Урал, аршинская серия, венд, цирконовая геохронология, терминальный рифей.

На восточном крыле Башкирского мегантиклинория (БМА), в 30 км север-северо-восточнее г. Белорецка, в районе пос. Тирлян (рис. 1), в верхах разреза верхнепротерозойских (мезо- и неопротерозойских) осадочных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований в 1956 г. А.И. Ивановым впервые была выделена аршинская свита со стратотипом на реке Арше. Позже было дано и петрографическое описание аршинских магматических пород [1]. В стратиграфических схемах докембрия Урала [13] свита была отнесена к нижнему венду. В настоящее время она переведена нами в ранг серии и отнесена к завершающему рифею – аршинию, с индексом RF₄ar [7]. Образования этой серии окружают и подстилают палеозойские отложения Тирлянской синклинали, находящейся в зоне сочленения БМА и Уралтауского антиклинория (рис. 1). Стратиграфическое положение аршинской серии определено достоверно: она перекрыта с угловым несогласием фаунистически охарактеризованными песчаниками тирлянской свиты среднего-верхнего ордовика. На восточном крыле Тирлянской синклинали аршинская серия залегает стратиграфически выше метаморфических образований мазаринской и арвякской свит верхнего рифея. Метаморфиты указанных свит Уралтауско-

го антиклинория прорваны габбро и гранитами Барангуловского комплекса, возраст которого принят условно как 725 ± 5 млн. лет [8] (к обсуждению этого вопроса мы еще вернемся в конце статьи).

На западном крыле Тирлянской мульды аршинская серия залегает с размывом над укской свитой верхнего рифея (обломки известняков в тиллитоподобных конгломератах аршинской серии отвечают укской свите по составу, структурно-текстурным особенностям и содержанию микрофитоцитов из групп Vesicularites и Radiosus. Последние вместе со строматолитами типа Linella и Tungussia определяют биостратиграфическую характеристику укской свиты [14]. Криволукская свита верхнего рифея в описываемом разрезе не установлена, что подчеркивает наличие размыва в основании аршиния.

Предыдущими исследователями аршинская серия, трактованная как свита, не расчленялась. Нашими работами последних лет установлено, что в ней выделяются толщи, обладающие четкой индивидуальностью и имеющие определенный состав и стратиграфическое положение. Эти толщи трактуются нами [7] как свиты (снизу вверх: байнасская, махмутовская, игонинская и шумская) (рис. 2).

Байнасская свита (RF₄bn) сложена сланцами переменного серицит-хлорит-кварцевого состава,

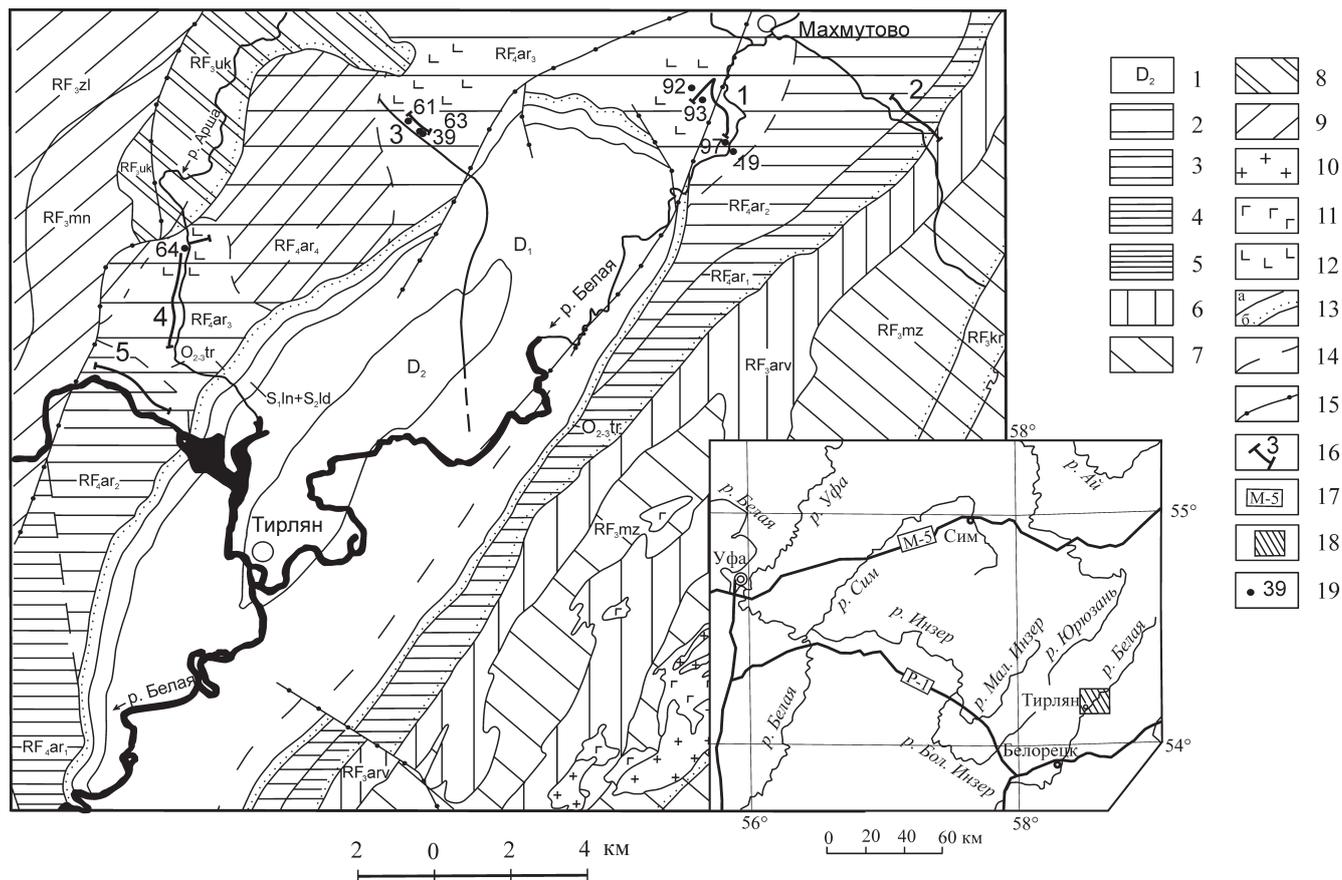


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Тирлянского района (Южный Урал), составил В.И. Козлов.

1–6 – стратиграфические подразделения: 1 – палеозой: D_2 – средний и D_1 – нижний девон; S_{1ln} – S_{2ld} – нижний (ландовери) и верхний (лудлов) силур; O_{2-3tr} – средний–верхний ордовик, тирлянская свита; 2–9 – рифей: завершающий (RF_4), верхний (RF_3), средний (RF_2); 2–5 – аршинская серия (RF_{4ar}); свиты: 2 – шумская (RF_{4ar_4}), 3 – игонинская (RF_{4ar_3}), 4 – махмутовская (RF_{4ar_2}), 5 – байнасская (RF_{4ar_1}), 6 – арвякская (RF_{3arv}), 7 – мазаринская (RF_3mz), курташская (RF_3kr) и уткальская (RF_3ut), 8 – укская (RF_3uk), 9 – миньярская (RF_3mn) и зильмердакская (RF_3zl); 10 – граниты; 11 – габбро; 12 – метабазалты; 13 – геологические границы: согласные (а) и несогласные (б); 14 – предполагаемые; 15 – разрывные нарушения; 16 – местоположение и номера изученных разрезов (1 – г. Мал. Баштур, р. Белая; 2 – Махмутовский; 3 – руч. Половинный, г. Крутая; 4 – г. Игонин Камень); 17 – автотрассы, 18 – район исследований, 19 – местоположение и номера цирконовых проб.

часто известковистыми, с прослоями карбонатно-кварцевых разностей; в основании свиты отмечаются разногальечные конгломераты и кварцевые песчаники. На подстилающей арвякской свите залегает с размывом (контакт фиксируется конгломератами, вскрыт шурфами и имеет западное падение 275° под углом 30 – 40°). Свита впервые выделена В.И. Козловым [4], в качестве стратотипа предложен разрез по правому берегу руч. Городского (Махмутовского), в 4.6 км выше его устья. Мощность свиты 350–400 м.

Махмутовская свита (RF_{4mh}) сложена кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками, тилитоподобными конгломератами, кварцитовидными серицит-кварцевыми сланцами и кварцитами. На подстилающей байнасской свите залегает согласно. Свита выделяется впервые со стратотипом в разрезе правого берега руч. Городского (Махмутовского), в 4 км выше д. Махмутово. Мощность свиты около 250–300 м.

Игонинская свита (RF_{4ig}) сложена вулканогенными (метабазалтами, их туфами и туфобрекчиями с прослоями вулканогенно-осадочных пород (вулканомиктовых песчаников и алевролитов) и осадочными (песчаниками, алевролитами и гравийно-псаммитовыми микститами(?)) с карбонатными прослоями). Работами М.В. Рыкуса [12], В.И. Козлова [3–6], В.П. Парначева [9–11] было установлено, что магматические породы включают продукты лавовой, лавокластической, пирокластической и вулканогенно-осадочной фаций. Лавы и кластолавы андезитового и андезит-дацитового состава образуют серии потоков, количество и мощности которых из-за плохой обнаженности определить в конкретных разрезах трудно. Вулканогенные породы претерпели метаморфизм зеленосланцевой фации хлорит-эпидотовой субфации, часто окремнены и расланцованы. Первичные структуры в них большей частью не сохранились или отмечают-

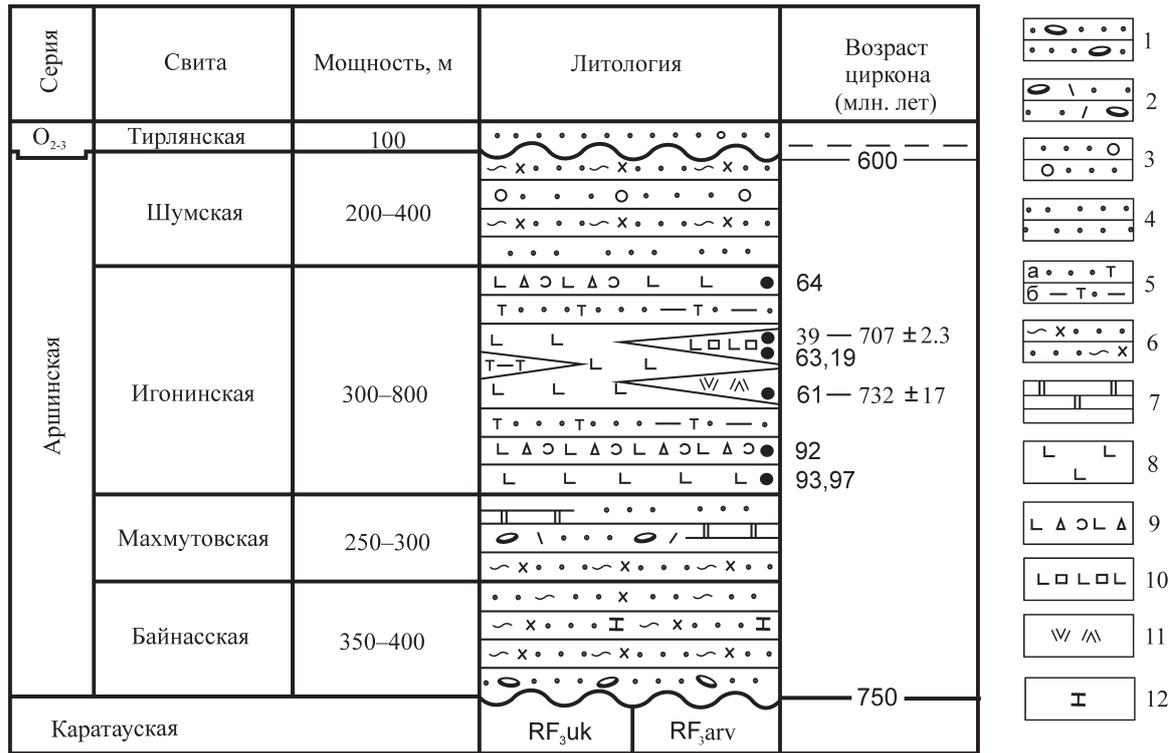


Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка отложений аршинской серии, составил В.И. Козлов.

1 – конгломераты, 2 – тиллитоподобные конгломераты, 3 – гравелиты и песчаники гравийные, 4 – кварциты и кварцито-песчаники, 5 – вулканомиктовые песчаники (а) и алевролиты (б), 6 – серицит-хлорит-кварцевые сланцы, 7 – доломиты, 8 – метабазалты, 9 – туфолава, 10 – метабазальтовый порфирит, 11 – метадацитовый порфир, 12 – кальцитизация. Стратиграфические подразделения: О₂₋₃ – средний–верхний ордовик; укская (RF₃uk) и арвякская (RF₃arv) свиты. Черные жирные точки – цирконовые пробы и их номера.

ся в реликтах. С подстилающей махмутовской игонинская свита связана постепенным переходом (обнажение на хр. Мал. Баштур и юго-западном склоне г. Игонин Камень). Выделяется впервые со стратотипом в разрезе г. Игонин Камень, а также гор Крутая и Мал. Баштур и руч. Половинный, где известны наиболее полные и обнаженные разрезы аршинских вулканитов. Мощность свиты 300–800 м. Геохимические особенности вулканитов (табл. 1, рис. 3) позволяют относить их к субщелочным, внутриплитным, возможно плюмовым образованиям верхней части континентальной коры. Отнесение к океаническим и надсубдукционным вулканитам полностью исключено.

Шумская свита (RF₄ш) представлена сланцами серицит-хлорит-кварцевыми, кварцито-песчаниками. Залегает на подстилающей игонинской свите с постепенным переходом, что наблюдалось в обнажении к север-северо-востоку от г. Игонин Камень. Свита выделяется впервые со стратотипом на северных отрогах горы Шум и в междуречье р. Арша и руч. Половинный. Мощность свиты 200–400 м.

Суммарная мощность отложений аршинской серии изменяется от 1100 до 1900 м и определяется наличием и мощностью вулканитов и тиллитоподобных конгломератов в конкретных разрезах.

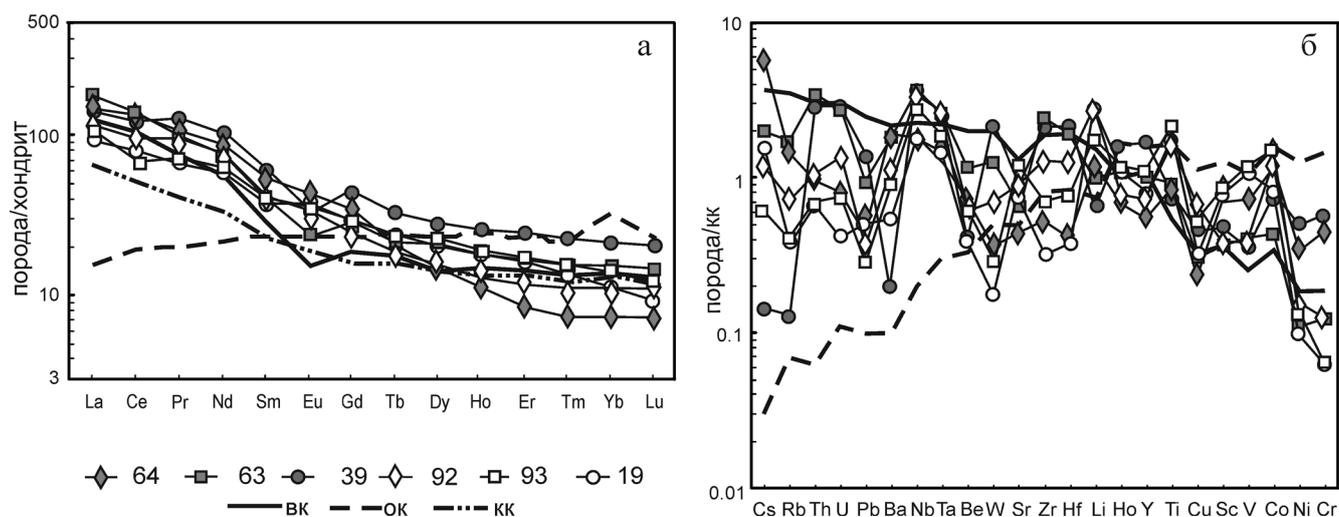
Однако площади распространения и особенности состава и строения вновь выделенных стратиграфических подразделений серии нуждаются в детализации и уточнении, прежде всего возраста. Для этой цели были выделены цирконы из крупнообъемных (около 150 кг) проб вулканитов игонинской свиты. Отбор проб проведен из разных разрезов и уровней вулканогенных пород игонинской свиты: г. Игонин Камень – проба 64, Руч. Половинный – пробы 39, 61 и 63; г. Мал. Баштур – пробы 92 и 93; р. Белая – пробы 19 и 97. Местоположение проб показано на рис. 1 и 2. Исследованы цирконы из туфолавы (проба 92), метабазалтов (пробы 93, 97 и 64), метабазальтовых плагиопорфиритов (проба 63, 19 и 39), метадацитового порфира (проба 61), всего 8 проб. Все изотопные аналитические данные для цирконов, полученные по методике SHRIMP в ЦИИ ВСЕГЕИ, приведены в табл. 2. Выбор точек анализа (кратеров) контролировался по данным катодоллюминесценции (CL), вторичной электронной эмиссии (BSE) и оптических наблюдений.

ОПИСАНИЕ ЦИРКОНОВ

По возрастным параметрам (по ²⁰⁶Pb/²³⁸U) вся совокупность цирконов разделена на шесть групп

Таблица 1. Содержание элементов–примесей в вулканитах аршинской серии, г/т

элементы	64	63	39	92	93	19
Cs	6.448	2.276	0.164	1.371	0.702	1.859
Rb	52.624	63.108	4.653	26.544	14.922	14.410
Th	3.841	13.832	11.116	4.304	2.820	2.644
U	0.840	2.890	3.039	1.415	0.780	0.435
Pb	3.969	8.515	12.521	3.295	2.676	4.628
Ba	544.729	495.301	56.141	323.660	260.578	155.359
Nb	22.770	44.774	47.791	41.823	35.640	22.766
Ta	1.425	2.980	2.972	3.173	2.146	1.705
Be	1.241	1.995	0.704	1.042	1.050	0.686
W	0.421	1.480	2.521	0.809	0.339	0.202
Sr	133.078	197.955	275.931	264.690	356.729	235.355
Zr	60.723	278.603	236.171	151.300	82.007	37.066
Hf	1.411	6.551	7.488	4.393	2.642	1.316
Li	18.251	14.603	9.438	43.863	26.435	42.435
Ho	0.616	0.986	1.406	0.700	1.051	1.007
Y	12.236	23.672	38.886	16.582	25.739	18.953
Ti	5274.050	5745.076	4757.248	10131.79	13525.09	11147.861
Cu	19.968	27.146	39.753	59.605	45.731	30.043
Sc	23.283	12.736	16.375	13.570	29.483	27.013
V	190.798	107.208	91.613	101.395	314.686	287.003
Co	39.525	14.422	25.703	42.202	50.864	28.444
Ni	41.370	13.163	58.257	19.393	16.982	12.104
Cr	96.335	26.625	124.457	27.047	14.454	13.719
La	34.726	42.404	33.004	27.230	24.679	21.987
Ce	80.945	88.284	74.393	58.704	42.829	48.410
Pr	9.763	9.248	11.942	8.950	6.892	6.081
Nd	41.174	34.569	48.087	35.510	29.655	27.060
Sm	8.143	6.176	9.531	6.269	6.245	5.754
Eu	2.510	1.348	1.982	1.932	2.082	2.094
Gd	7.015	5.674	8.964	4.990	6.031	5.831
Tb	0.760	0.800	1.187	0.670	0.881	0.860
Dy	3.694	5.058	7.015	3.859	5.527	5.084
Ho	0.616	0.986	1.406	0.700	1.051	1.007
Er	1.347	2.701	3.916	1.914	2.760	2.589
Tm	0.186	0.3923	0.551	0.274	0.371	0.335
Yb	1.201	2.522	3.518	1.788	2.253	1.828
Lu	0.185	0.366	0.511	0.276	0.306	0.233

**Рис. 3.** Распределение редкоземельных (а) и редких (б) элементов в вулканитах аршинской серии.

КК, ВК, ОК – континентальная, верхняя, океаническая кора [2].

Таблица 2. U-Pb возраст цирконов из вулканитов аршинской серии (пробы 19, 39, 61, 63, 64, 92, 93, 97).

Анализ кратер	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержание, г/т			²³² Th ²³⁸ U	Возраст, млн. лет (1)	D, %	Изотопные отношения						Rho
		U	Th	²⁰⁶ Pb*				²⁰⁷ Pb* ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb* ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb* ²³⁸ U	±%	
39														
1	0.47	272	150	27.6	0.57	714.6 ± 8.7	-10	0.0612	2.2	0.989	2.5	0.1172	1.3	0.511
2	0.53	584	554	58.3	0.98	705.1 ± 8.8	1	0.0631	4.8	1.005	5	0.1156	1.3	0.266
3	1.29	353	261	36.4	0.76	721.2 ± 8.8	-15	0.0603	3.6	0.985	3.9	0.1184	1.3	0.334
4	0.30	463	447	47.7	1.00	728 ± 11	2	0.0641	2.5	1.056	3	0.1195	1.6	0.540
5.1	0.06	816	41	230	0.05	1828 ± 20	9	0.12248	0.4	5.537	1.3	0.3279	1.2	0.951
5.2	0.35	255	192	25	0.78	694.6 ± 8.6	1	0.0627	2.2	0.984	2.5	0.1138	1.3	0.515
6	0.37	396	313	39.7	0.82	708 ± 8.8	-3	0.0624	2.6	0.999	2.9	0.1161	1.3	0.454
7	0.01	759	741	74.6	1.01	698 ± 8.1	-7	0.06133	0.8	0.967	1.5	0.1144	1.2	0.837
8	0.18	822	683	90.1	0.86	773.3 ± 9.5	-8	0.06314	1.4	1.109	1.9	0.1274	1.3	0.690
9	0.72	353	176	38.9	0.52	772 ± 10	-20	0.0605	4.5	1.061	4.7	0.1272	1.4	0.300
19														
1.1	0.47	154	130	9.49	0.88	445.1 ± 9.7	-7	0.055	5.1	0.542	5.6	0.0715	2.3	0.401
1.2	0.79	173	91	10.9	0.54	451.6 ± 9.8	-15	0.0543	6.7	0.544	7.1	0.0726	2.3	0.319
2.1	0.07	104	71	45.3	0.70	2638 ± 47	1	0.181	0.95	12.62	2.4	0.506	2.2	0.916
2.2	0.09	184	58	73.2	0.32	2445 ± 44	7	0.1751	0.79	11.14	2.3	0.461	2.2	0.941
3.1	0.72	129	107	8.05	0.86	450 ± 10	1	0.056	7	0.558	7.4	0.0722	2.3	0.317
3.2	0.54	134	68	8.27	0.53	445 ± 10	0	0.0558	5.7	0.551	6.2	0.0715	2.4	0.395
4.1	0.15	296	16	22.4	0.06	545 ± 11	-1	0.0583	2.4	0.708	3.2	0.0882	2.1	0.664
4.2	0.58	202	45	15.2	0.23	539 ± 11	-4	0.0577	5.7	0.694	6.1	0.0872	2.2	0.360
5.1	0.33	107	36	10.3	0.35	684 ± 15	5	0.0633	3.9	0.976	4.5	0.1119	2.3	0.511
5.2	0.92	101	60	9.55	0.61	665 ± 15	-3	0.0611	7.8	0.915	8.1	0.1087	2.4	0.293
6	0.22	163	140	15.8	0.89	687 ± 14	-5	0.0613	2.9	0.951	3.7	0.1125	2.2	0.600
7	0.72	83	45	5.13	0.56	443 ± 1	27	0.0589	7.4	0.578	7.8	0.0712	2.6	0.327
61														
1.1	0.00	458	348	47.3	0.79	731.4 ± 5	-3	0.06297	1.1	1.043	1.3	0.12014	0.72	0.552
1.2	0.00	520	309	53.4	0.61	728 ± 5.1	-3	0.063	1.7	1.038	1.8	0.11955	0.73	0.400
2.1	0.24	3050	4433	300	1.50	697.6 ± 5.4	-1	0.06244	0.91	0.984	1.2	0.11428	0.82	0.670
2.2	0.14	870	983	86.8	1.17	707.8 ± 4.7	1	0.0632	1.4	1.011	1.5	0.11604	0.7	0.462
3.1	0.00	850	1071	88.3	1.30	735.9 ± 4.9	-1	0.0636	0.86	1.06	1.1	0.12092	0.7	0.633
3.2	0.07	599	464	62.5	0.80	737.5 ± 5.2	-1	0.06365	1.1	1.064	1.4	0.1212	0.74	0.546
4.1	0.00	728	710	74.8	1.01	727.9 ± 5.1	2	0.06392	0.97	1.053	1.2	0.11953	0.74	0.605
4.2	1.89	196	100	20.8	0.53	737.5 ± 7.6	4	0.0649	6.7	1.084	6.7	0.1212	1.1	0.161
5.1	0.33	242	239	25.3	1.02	736.3 ± 6.4	1	0.064	2.5	1.068	2.7	0.121	0.91	0.341
5.2	0.00	309	249	30.9	0.83	710.1 ± 6	4	0.06387	1.5	1.025	1.8	0.1165	0.89	0.502
6	0.14	729	579	74.6	0.82	724.5 ± 5.3	-1	0.06321	1.3	1.037	1.5	0.11895	0.77	0.501
7	0.36	194	106	20.1	0.56	732 ± 7.2	-5	0.0626	2.9	1.037	3.1	0.1202	1	0.338
63														
1.1	0.26	447	454	27.5	1.05	444.2 ± 7.8	3	0.0562	3.4	0.552	3.8	0.0713	1.8	0.478
1.2	1.30	104	63	6.23	0.62	428.6 ± 9.2	-17	0.0536	11	0.508	11	0.0687	2.2	0.200
2	0.07	693	576	73.6	0.86	751 ± 12	-1	0.06406	1.4	1.091	2.1	0.1236	1.7	0.771
3.1	0.06	842	759	90.7	0.93	761 ± 12	-1	0.06431	1.1	1.111	2	0.1253	1.6	0.821
3.2	0.20	360	228	38.8	0.66	761 ± 12	0	0.0647	2.7	1.117	3.2	0.1253	1.7	0.541
4	1.92	68	41	4.33	0.62	450 ± 11	3	0.0563	17	0.562	17	0.0724	2.6	0.150
5.1	0.24	346	340	21.2	1.01	442.1 ± 7.6	2	0.056	3.9	0.548	4.3	0.071	1.8	0.418
5.2	0.66	102	43	5.9	0.44	417.9 ± 8.9	-11	0.0541	7.6	0.499	7.9	0.067	2.2	0.277
6	0.92	110	62	6.83	0.58	445.2 ± 9.3	-24	0.0532	9.5	0.524	9.8	0.0715	2.2	0.223
7	0.23	267	179	28.4	0.69	750 ± 12	-1	0.064	3.3	1.089	3.7	0.1234	1.8	0.474
64														
1.1	0.28	261	218	16.6	0.87	459.6 ± 8.0	-12	0.0548	3.9	0.558	4.3	0.0739	1.8	0.421
1.2	2.21	121	45	7.91	0.39	463.5 ± 10	-19	0.0541	18	0.56	18	0.0746	2.2	0.122
2	0.04	190	186	11.8	1.01	450.8 ± 8.2	6	0.0567	3	0.566	3.5	0.0724	1.9	0.536
3	0.56	494	605	31.1	1.26	453.6 ± 7.6	-15	0.0543	5.6	0.546	5.8	0.0729	1.7	0.298
4.1	1.13	207	174	12.5	0.87	434.1 ± 8.2	-8	0.0547	8.5	0.525	8.8	0.0697	1.9	0.222
4.2	0.79	95	35	6.2	0.38	469 ± 11	34	0.0607	14	0.631	14	0.0755	2.4	0.171

Таблица 2. Продолжение.

Анализ кратер	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содержание, г/т			$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	Возраст, млн. лет (1)	D, %	Изотопные отношения						Rho
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$				$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%	
64														
5.1	0.10	374	364	23.8	1.01	459.8 ± 7.7	1	0.0563	2.5	0.574	3.1	0.0739	1.7	0.568
5.2	1.13	112	43	7.02	0.40	447.5 ± 9.4	7	0.0567	15	0.562	15	0.0719	2.2	0.145
6	2.15	600	699	46	1.20	539.7 ± 9.1	25	0.062	7.2	0.747	7.4	0.0873	1.8	0.239
7	0.63	183	105	11.8	0.59	461.6 ± 9.3	23	0.0591	6.5	0.605	6.9	0.0742	2.1	0.304
92														
1.1	-	391	431	43.2	1.14	779 ± 12	-1	0.065	2.1	1.151	2.7	0.1285	1.7	0.618
1.2	0.72	316	163	33.6	0.53	745 ± 12	-14	0.0611	8.2	1.032	8.4	0.1226	1.8	0.211
2	2.03	175	84	36.5	0.50	1369 ± 26	-2	0.0864	11	2.82	11	0.2366	2.1	0.192
3	1.07	76	97	12.2	1.32	1092 ± 27	6	0.0784	12	2	12	0.1846	2.6	0.212
4	1.20	304	148	32.8	0.50	752 ± 12	-30	0.0579	7.6	0.988	7.8	0.1237	1.7	0.219
5	1.59	347	209	40.1	0.62	800 ± 13	-9	0.0635	5	1.156	5.3	0.1321	1.7	0.326
6	1.80	508	455	0.92	55.6	759 ± 13	-5	0.0633	11	1.09	11	0.125	1.8	0.164
7	0.51	786	516	84.5	0.68	756 ± 11	9	0.0666	2.7	1.143	3	0.1245	1.5	0.486
8.1	1.27	610	612	66	1.04	754 ± 11	-3	0.0636	5	1.089	5.2	0.1242	1.6	0.296
8.2	0.65	181	84	17.9	0.48	698 ± 12	22	0.0674	4.9	1.062	5.3	0.1143	1.9	0.356
93														
1	5.94	241	256	9.41	1.10	270.2 ± 8.7	-319	0.037	57	0.22	57	0.0428	3.3	0.058
2	2.06	573	792	36.2	1.43	448.5 ± 7.9	-52	0.0504	14	0.501	15	0.0721	1.8	0.126
3	2.14	298	98	89.7	0.34	1894 ± 42	10	0.129	3.8	6.08	4.6	0.3416	2.6	0.562
4	0.28	888	331	34.4	0.38	283.8 ± 4.4	70	0.0568	6.8	0.352	6.9	0.04501	1.6	0.230
5	1.01	349	325	67.1	0.96	1288 ± 19	29	0.1022	4.2	3.12	4.5	0.2212	1.7	0.364
6.1	0.80	333	196	33.8	0.61	713 ± 13	90	0.0866	7.6	1.4	7.9	0.1169	1.9	0.246
6.2	0.83	631	370	38.1	0.61	434.3 ± 7.2	11	0.0568	9.6	0.546	9.8	0.0697	1.7	0.175
7	0.20	648	347	156	0.55	1591 ± 21	22	0.1191	1.1	4.599	1.9	0.28	1.5	0.801
8	0.78	436	260	39.2	0.62	636 ± 11	13	0.0634	5.2	0.906	5.5	0.1037	1.8	0.325
9.1	0.72	369	288	32.4	0.80	623 ± 10	78	0.0765	4.8	1.069	5.1	0.1014	1.8	0.346
9.2	4.20	1278	694	82.1	0.56	445.7 ± 7.2	-64	0.0492	15	0.486	15	0.0716	1.7	0.109
97														
1	6.89	63	77	15.9	1.26	1550 ± 72	-37	0.072	50	2.7	50	0.272	5.2	0.104
2	0.67	206	169	55.9	0.85	1756 ± 38	6	0.114	2.8	4.92	3.7	0.3132	2.5	0.666
3	1.36	215	70	37	0.34	1161 ± 19	-11	0.0736	8.2	2	8.4	0.1974	1.8	0.214
4	1.04	477	391	48.6	0.85	715 ± 12	-7	0.0618	8.2	0.999	8.3	0.1174	1.7	0.207
5	17.43	418	449	36.8	1.11	524 ± 18	-107	0.045	58	0.53	58	0.0846	3.6	0.061
6	1.86	274	149	20.7	0.56	534 ± 12	-38	0.053	23	0.63	23	0.0864	2.3	0.101
7	2.56	205	184	44.7	0.93	1421 ± 24	-16	0.08	8	2.72	8.2	0.2465	1.8	0.224
8	-	268	204	78.7	0.79	1898 ± 26	5	0.1218	1.4	5.75	2.1	0.3423	1.6	0.747
9	0.82	140	92	41	0.67	1870 ± 31	12	0.1297	3.3	6.02	3.8	0.3365	1.9	0.509
10	1.20	134	187	37.9	1.44	1813 ± 29	-4	0.1066	3.8	4.78	4.3	0.3248	1.8	0.433

Примечание. Pb_c и Pb^* – общий и радиогенный свинец. (1) – коррекция по ^{204}Pb . D – дискордантность. Rho – коэффициент корреляции. Погрешность калибровки стандарта от 0.47 до 0.75%

(I – VI) в возрастном диапазоне 440–2600 млн. лет. Интервалы групп образуют последовательность: I – более 1000 млн. лет, II – 745–775 млн. лет, III – 725–735 млн. лет, IV – 660–720 млн. лет, V – 525–545 млн. лет, VI – 440–450 млн. лет. На рис. 4 приведены фотографии наиболее характерных и представительных кристаллов по каждой группе, одновременно указаны содержания U, Th (ppm) и возраст T (млн. лет).

Морфология. Цирконы I группы (рис. 4а) включают два основных типа – округлые, вероятно ока-

таннные (пр. 97, кр. 3, 10; пр. 92, кр. 3) и призматические, часто гетерогенные. Среди последних – “грубо”-зональные, представляющие, по сути дела, сочетание последовательных генераций (пр. 19, кр. 2), и гетерогенный со сложной эволюцией (пр. 93, кр. 3), промежуточная стадия которой отвечает возрасту 1894 млн. лет. К этому типу относится и кристалл 5 (пр. 39) с типичным строением: ядро (кр. 5.1 – 1828 млн. лет)–оболочка (кр. 5.2 – 692 млн. лет), которые при этом существенно разнятся по U и Th. Разброс возрастных параметров

цирконов I группы определяется не только различиями их первичных источников, но и масштабами преобразований этих минералов.

Для цирконов II группы характерны призматический облик, высокая сохранность первичных признаков, особенно зонального строения. При этом не исключается частичное растворение ранней генерации (пр. 63, кр. 3) с сохранением возраста при уменьшении U и Th. В целом, кристаллам II группы присущи однотипность облика, повышенные концентрации U и Th, расплавные включения (пр. 63, кр. 2), а различия обусловлены дифференциацией исходных расплавов, с которыми связано их образование. Компактна по возрасту III группа короткопризматических зерен с характерными твердыми и расплавленными, часто раскристаллизованными включениями (кр. 4), появление которых относится к начальным этапам цирконообразования. Цирконы IV группы сопоставимы с кристаллами II и III групп. Некоторую специфику им придают расплавные включения в их периферических зонах (пр. 39, кр. 3), структуры песочных часов, грани острой пирамиды (пр. 19, кр. 6), следы коррозии (пр. 39, кр. 2) и повышенная ториевость. Цирконам V группы также присущи свойства, отмеченные для II–IV группы, что хорошо проявляется в строении кристаллов 4 (пр. 19) и 5 (пр. 97) с отчетливо выраженными генерациями и следами растворения. Преемственность генераций у кристалла 4 (пр. 19) сопровождается разнонаправленными изменениями U и Th при сохранении возраста. Качественно новую разновидность представляет кристалл 6 (пр. 64), у которого образование поздней генерации происходило в среде с повышенными содержаниями U и Th (по данным CL). Короткопризматический облик, зонально-секториальное строение, генерации, признаки дробления и коррозии, расплавные и твердофазные включения образуют информативный набор признаков цирконов VI группы.

Геохимия. По распределению U и Th цирконы аршинских вулканитов, делятся на 2 типа – а и б (рис. 5). Первый (а) образуют пробы 39, 61, 63 и 64 (рис. 5а), с прямой корреляционной взаимосвязью между радиоэлементами, что, вероятно, свидетельствует о принадлежности вулканитов этих проб или к единому, испытывавшему длительную эволюцию источнику, или к нескольким, близким по составу. Тренды эволюции составов цирконов отмеченных проб указывают на прогрессивное снижение U и Th от их ранних генераций к поздним, (подобно различным частям 1.1–1.2 кристалла 1 пробы 63).

К типу б (рис. 5б) относятся кристаллы проб 19, 92, 93 и 97 с “площадным” распределением радиоэлементов, причиной которого вероятно является принадлежность цирконов к различным источникам. Направленность стрелок, объединяющих ранние–поздние генерации в зернах (пример – проба 19), отражает и их генетические различия, и соот-

ношение возрастных параметров (табл. 2), подчеркивая при этом их индивидуальность.

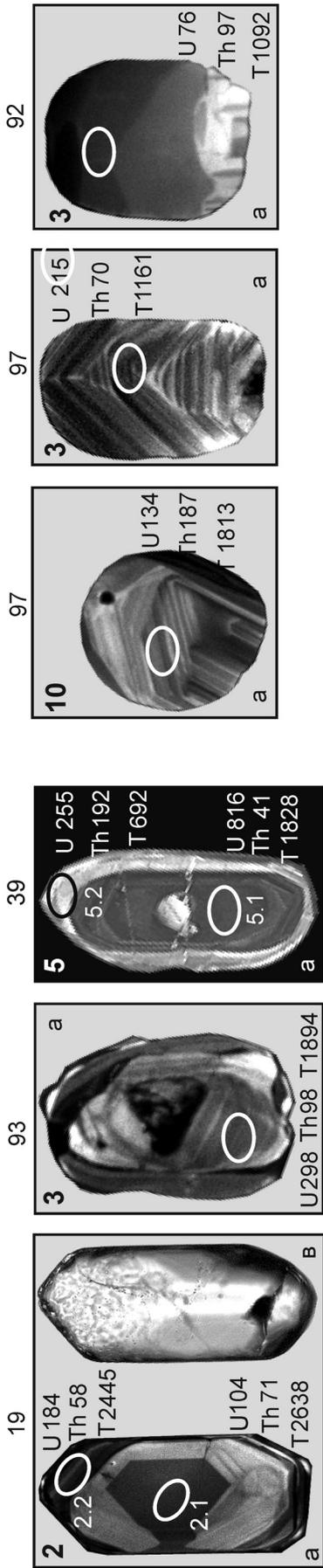
Возраст. Табл. 2 и рис. 6 отражают разброс возрастных параметров цирконов аршинской серии (АС), и, кроме того, позволяют провести сравнение с их геохимическими и минералогическими особенностями. По этим данным легко оценить и вклады конкретных проб в решение возрастной проблемы аршинского вулканизма.

Помимо датировок, объединяющих принадлежащие одной пробе близкие по возрастным параметрам зерна (кластерных), присутствуют датировки и полихронных кристаллов, содержащие информацию о возрасте процессов их образования–преобразования (пр. 39, кр. 5.1–5.2, пр. 93, кр. 6, табл. 2). Проявились также кристаллы, образующие довольно продолжительную временную последовательность (пр. 97: 1800–1420–1160–715–530 млн. лет, табл. 2, рис. 5а). Эти кристаллы выступают в роли своеобразных звеньев, “стягивающих” разновозрастные части разреза АС. По сути дела, все эти данные исключают вывод об одноактной природе аршинского вулканизма. В решении этого весьма сложного вопроса некоторую помощь может оказать сопоставление датировок циркона с местоположением проб (рис. 1). Явный диссонанс возникает при сравнении “западной” пробы 64 с кластерным возрастом её цирконов 454.5 ± 5.8 млн. лет и “восточной” пробы 97, содержащей преимущественно “докембрийские” кристаллы (1800 \pm 40 млн. лет и более древние). Кроме того, палеозойские датировки пробы 64 и “северных” проб 63, 19 и 93 “согласуются” с расположением их вблизи центральной палеозойской зоны Тирлянкой синеклизы. И, наконец, с удалением к “северу” от этой зоны в “западных” пробах 63, 61 и 39 начинают превалировать верхнерифейские цифры возраста цирконов (705–755 млн. лет), а в более “восточных” пробах (19, 93, 92), наряду с подобными, явно уменьшается участие докембрийских кристаллов. Создается впечатление, что вулканиты, которые по исходным геологическим данным относятся одному уровню, в реальной ситуации относятся или к разным этапам, разделенным осадочными породами, или к различным частям единого, но гетерохронного вулканогенно-осадочного разреза.

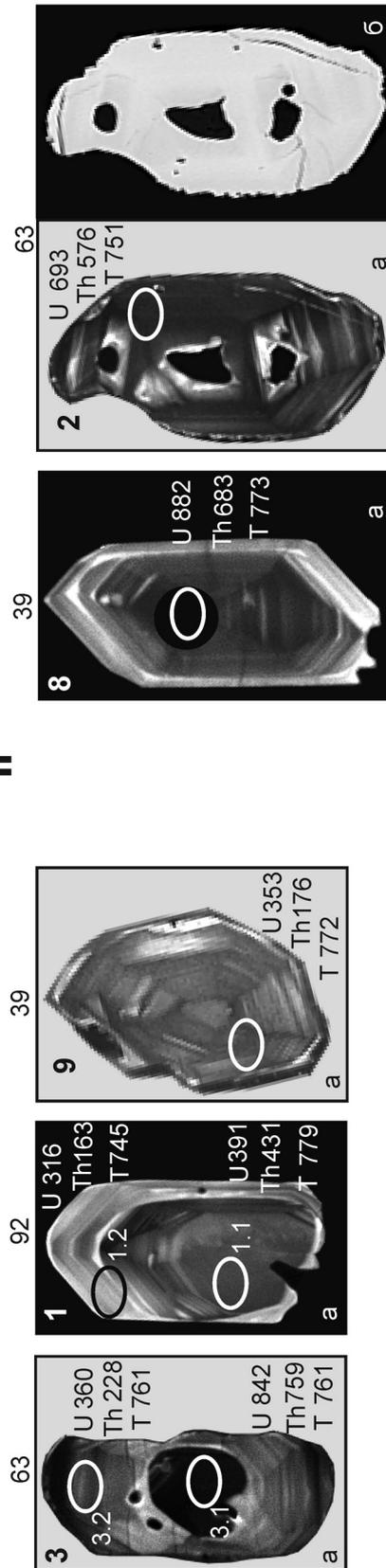
Гистограмма (рис. 6б), построенная по всем аналитическим данным, приведенным на рис. 6а, наиболее наглядно отображает полихронную специфику цирконов АС.

Выше отмечалось, что докембрийские кристаллы I группы непосредственного отношения к аршинскому вулканизму не имеют. Они образуют ксеногенную добавку в отложениях АС и связаны с первичными источниками, среди которых наиболее вероятными являются породы Тараташского метаморфического комплекса (1800–2600 млн. лет), вулканиты среднего рифея (машакский уровень 1350–

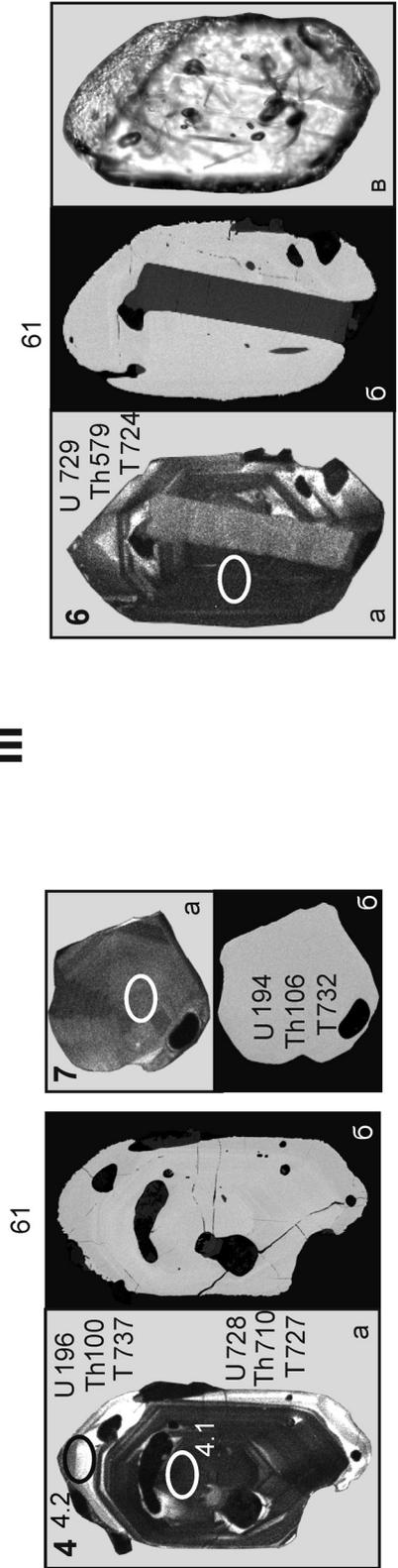
I



II



III



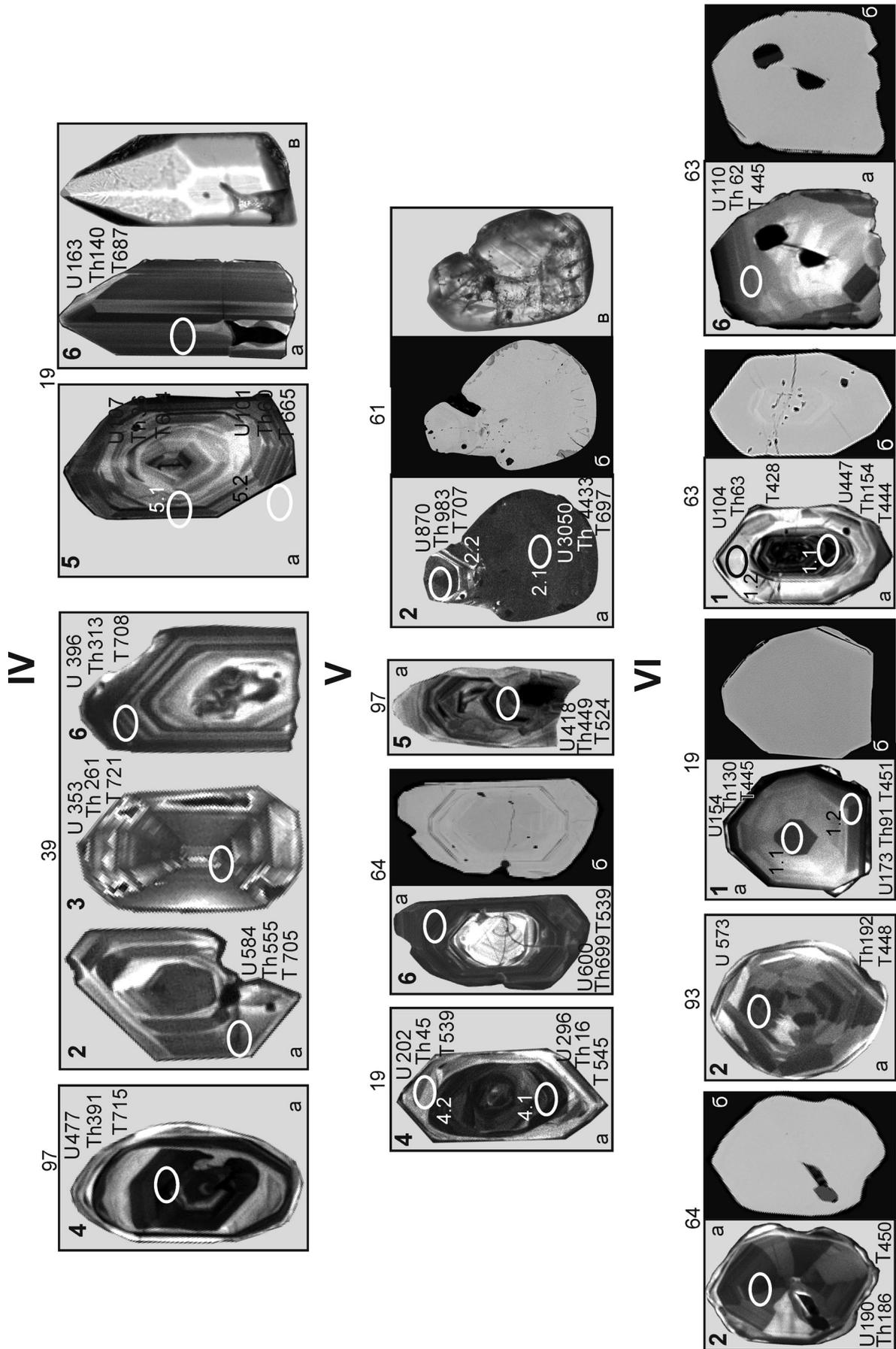


Рис. 4. Минералого-геохимические особенности цирконов аршинских вулканитов.

Указаны номера проб и кристаллов, содержания U и Th (ppm), возраст (млн. лет, по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), а – CL; б – BSE; в – оптика, проходящий свет; увеличение – 100–150.

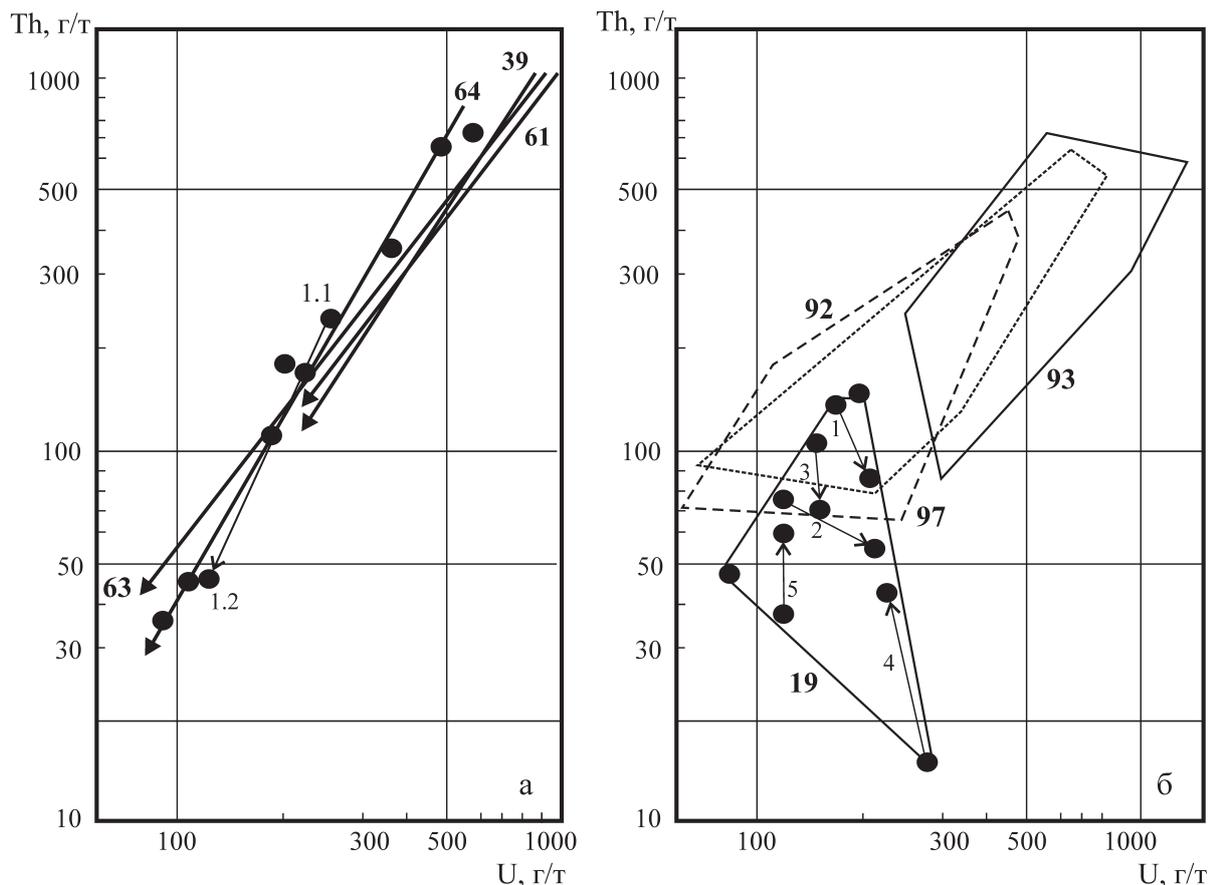


Рис. 5. U и Th в цирконах аршинских вулканитов.

а – для пробы 64 показано расположение анализов, общие тренды эволюции каждой пробы. Их направление определяется составами ранних–поздних генераций (пример 1.1–1.2 для пробы 64).

б – “площадное” распределение анализов цирконов. Пример – анализы цирконов пробы 19, стрелками отмечены соотношения составов ранних–поздних генераций в кристаллах 1–5.

1400 млн. лет) и разнообразные продукты их диафорических преобразований (1100–1200 млн. лет). Цирконы, возрастные параметры которых укладываются в интервал 400–600 млн. лет, также не имеют к вулканизму АС прямого отношения.

Датировка $T_1 = 281.0 \pm 7.9$ млн. лет связана с метасоматическими изменениями вулканитов, датировка $T_2 = 445.2 \pm 2.6$ млн. лет – с дайковым магматизмом. Сложнее с возрастным рубежом $T_3 = 542.1 \pm 7.2$ млн. лет, полученным лишь для нескольких кристаллов (2 кр. пр. 97, 1 кр. пр. 64) с высокой дискордантностью, что указывает на различные масштабы их преобразований. По-видимому, лишь гетерогенность кристалла (пр. 19) позволяет говорить о реальном значении этого возрастного рубежа. Мы его связываем с процессами изменения ранних генераций, хотя не исключено, что он фиксирует заключительный импульс аршинского вулканизма.

Несомненно, что наибольший интерес представляет возрастной интервал 600–800 млн. лет (рис. 6б), имеющий довольно сложное (гетерохронное) содержание. Для решения возрастной дискретности этого интервала статистически (30 анализов)

обработаны цифры возраста по изотопным отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, конкордантность которых не хуже 10 (рис. 7а). Гистограмма, представляющая эти анализы, приведена на рис. 6б. Полученные три возрастных рубежа (рис. 6а, б) имеют различное отношение к вулканизму аршинской серии. Максимальная датировка $T_3 = 762.7 \pm 4.2$ млн. лет относится к малочисленной группе цирконов, которые характерны для проб 92 и 63, где они сосуществуют и с цирконами I группы, и с цирконами, представляющими дайковые образования. Вероятно, они относятся к ксеногенным для серии образованиям, захваченным, подобно докембрийским, из нижележащих толщ, среди которых наиболее вероятны метаморфические породы мазаринской свиты верхнего рифея. По сути дела, отмеченные датировки $T_3 = 542.1 \pm 7.2$ млн. лет (рис. 6б) и $T_3 = 762.7 \pm 4.2$ млн. лет (рис. 7б) определяют возрастные рамки, за которые серия явно не выходит, и которые находятся “в согласии” с геологическими (стратиграфическими) границами АС.

Датировка $T_1 = 707.0 \pm 2.3$ млн. лет и $T_2 = 732.1 \pm 1.7$ млн. лет (рис. 7а, б) представляют рафиниро-

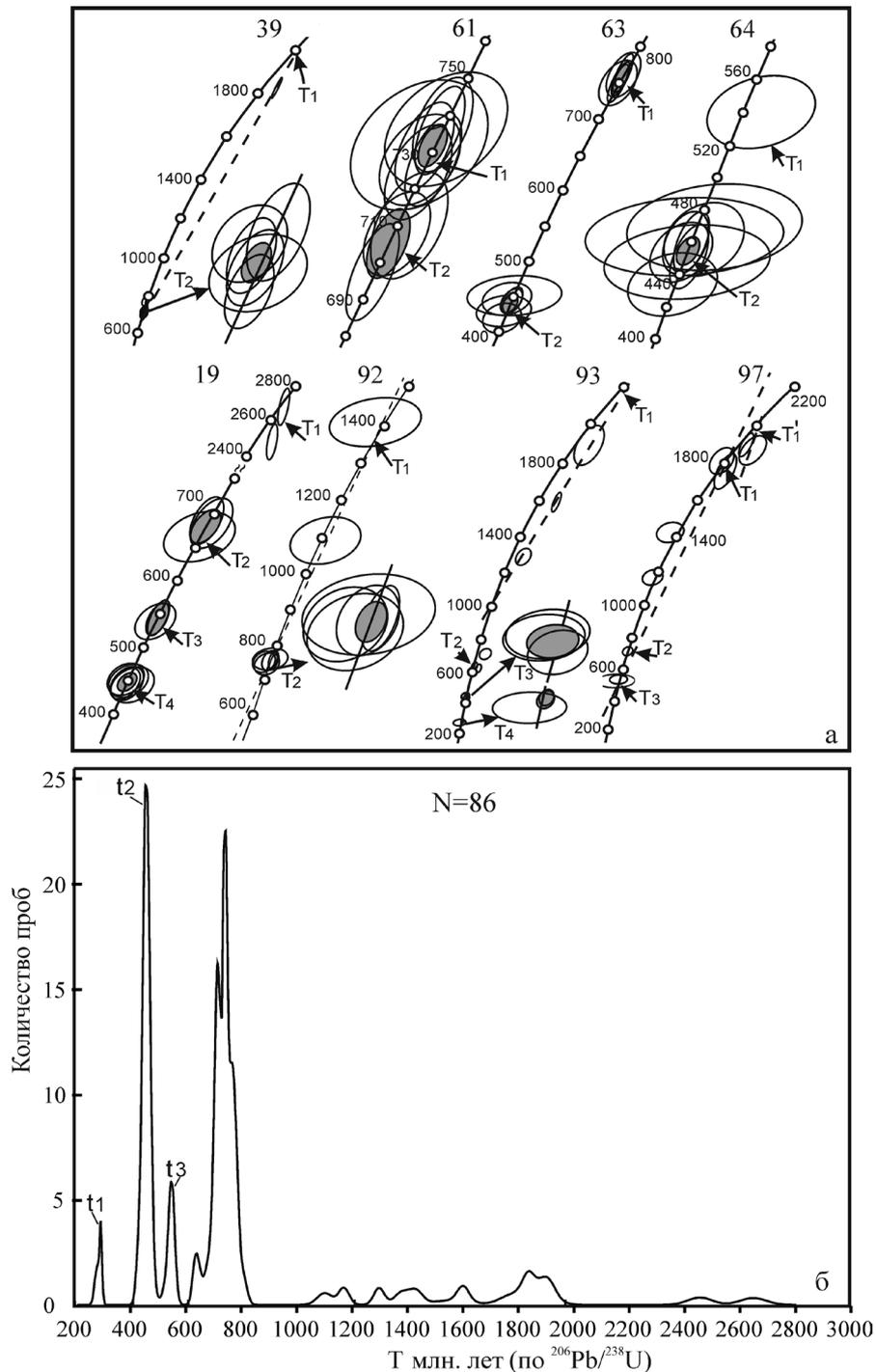


Рис. 6. U-Pb возраст цирконов аршинских вулканитов (а) и гистограммы их параметров (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) (б).

а – Пр. 19: $T_1 = 2659 \pm 15$ млн. лет (СКВО = 0.18; $P = 0.67$); $T_2 = 679 \pm 17$ млн. лет ($n = 3$; СКВО = 0.022; $P = 0.88$); $T_3 = 542 \pm 16$ млн. лет ($n = 2$, СКВО = 0.012, $P = 0.91$); $T_4 = 447.0 \pm 9.1$ млн. лет ($n = 5$, СКВО = 0.007, $P = 0.94$). Пр. 39: $T_1 = 1950\text{--}2050$ млн. лет; $T_2 = 710 \pm 7$ млн. лет ($n = 7$; СКВО = 0.72; $P = 0.40$). Пр. 61: $T_1 = 731.5 \pm 3.7$ млн. лет ($n = 9$, СКВО = 0.60, $P = 0.44$), $T_2 = 705.1 \pm 6.1$ млн. лет ($n = 3$, СКВО = 0.002, $P = 0.97$). Пр. 63: $T_1 = 755 \pm 11$ млн. лет ($n = 4$, СКВО = 0.13, $P = 0.72$), $T_2 = 437.7 \pm 7.2$ млн. лет ($n = 6$, СКВО = 0.003, $P = 0.96$). Пр. 64: $T_1 = 539.7 \pm 9.1$ млн. лет (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, максимальное содержание U и Th), $T_2 = 454.5 \pm 5.8$ млн. лет ($n = 9$, СКВО = 0.002, $P = 0.96$). Пр. 92: $T_1 = 1350\text{--}1400$ млн. лет, $T_2 = 762.6 \pm 9.0$ млн. лет ($n = 7$, СКВО = 0.003, $P = 0.95$). Пр. 93: $T_1 = 2203 \pm 170$ млн. лет (СКВО = 0.05, $P = 0.82$), $T_2 = 637 \pm 11$ млн. лет (СКВО = 0.55, $P = 0.46$), $T_3 = 442.4 \pm 8.6$ млн. лет ($n = 3$, СКВО = 0.44, $P = 0.51$), $T_4 = 281.0 \pm 7.9$ млн. лет ($n = 2$, СКВО = 1.2, $P = 0.27$). Пр. 97: $T_1 = 1800 \pm 20$ млн. лет ($n = 2$, СКВО = 0.39, $P = 0.53$), $T'_1 =$ (по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) – до 2100–2200 млн. лет, $T_2 = 715 \pm 11$ млн. лет (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, СКВО = 0.089, $P = 0.76$), $T_3 = 531 \pm 20$ млн. лет ($n = 2$, СКВО = 0.33, $P = 0.57$). б – $t_1 = 281.0 \pm 7.9$ млн. лет (СКВО = 1.2, $P = 0.27$), $t_2 = 445.2 \pm 2.6$ млн. лет (СКВО = 0.18, $P = 0.67$), $t_3 = 542.1 \pm 7.2$ млн. лет (СКВО = 0.21, $P = 0.89$).

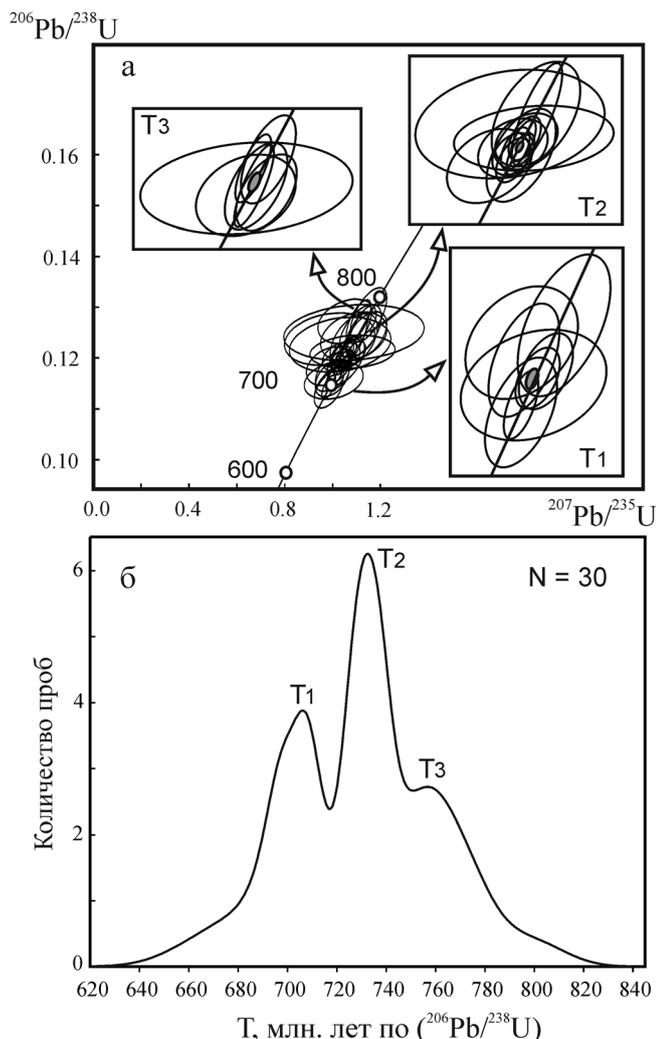


Рис. 7. Возраст цирконов (а) и гистограммы распределения датировок с дискордантностью < 10 для цирконов аршинских вулканитов (б).

$T_1 = 707.0 \pm 2.3$ млн. лет ($n = 9$, СКВО = 0.54, $P = 0.46$);
 $T_2 = 732.0 \pm 1.7$ млн. лет ($n = 14$, СКВО = 0.70, $P = 0.40$);
 $T_3 = 762.7 \pm 4.2$ млн. лет ($n = 7$, СКВО = 0.84, $P = 0.36$).

ванные, практически не “зараженные” другими разновидностями группы цирконов в пробах 39 и 61, локально расположенных в р-не ручья Половинный (рис. 1). На основании рассмотренных данных мы приходим к выводу о полихронности аршинского вулканизма (ср. с данными по Барангуловскому массиву), о проявлении двух основных этапов в его эволюции с рубежами 707.0 ± 2.3 млн. лет и 732.1 ± 1.7 млн. лет. Вопросы полицикличности аршинского вулканизма, существование прослоев метасадочных пород (кварцитов, песчаников и алевролитов, парасланцев) среди вулканогенных горизонтов, поднимались и ранее [11, стр. 76]. Различные уровни развития вулканогенных пород описаны для разрезов г. Крутой. В то же время, состояние изученности вулканитов не позволяет нам ни по своим, ни по литературным данным вполне чет-

ко провести границу между более молодыми и более древними вулканитами; этот вопрос остается нерешенным и может быть поставлен в качестве задачи для дальнейших исследований.

Что же касается возраста Барангуловского массива, то авторами уже цитировавшейся статьи [8] была отмечена полихронность цирконов для габбро Барангуловского комплекса – с двумя этапами цирконообразования: 733 ± 14 и 728 ± 8 млн. лет, и для гранитов, где даже в объеме одного кристалла циркона возраста меняются от практически конкордантного значения 710 ± 13 до преобразованного – 636 ± 14 млн. лет. Таким образом, в развитии Барангуловской интрузии и вулканических комплексов аршинской серии угадывается параллелизм, связанный, по-видимому, с их комагматичностью. Это еще раз подчеркивает неслучайность бимодального распределения возрастных характеристик магматических пород аршинского времени.

С учетом геологических, аналитических и геохронологических данных появляется возможность выделить стратон аршиний в границах 600–760 млн. лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы инициативных проектов УрО РАН (12-У-5-1040).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев В.А. Рифейско-вендский магматизм Западного склона Южного Урала М.: Наука, 1984. 135 с.
2. Богатилов, О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В. Средние химические составы магматических горных пород. М.: Недра, 1987. 150 с.
3. Козлов В.И. Рифей Уралтауского антиклинория // Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977. Т. 2. С. 210–223.
4. Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала // М.: Наука, 1982. 128 с.
5. Козлов В.И., Генина Л.А., Сергеева Н.Д., Ялалова А.А. Нижневендские метавулканиты Южного Урала // Магматизм на пассивных окраинах Родины: мат-лы Междунар. конф. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 36–38.
6. Козлов В.И., Краев Ю.П., Богатырева Г.И. Вулканогенные и интрузивные породы Тирлянского района (Южный Урал) // Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. Уфа: ИГ БФАН СССР, 1973. С. 98–104.
7. Козлов В.И., Пучков В.Н., Краснобаев А.А. и др. Аршиний – новый стратон рифея в стратотипических разрезах Южного Урала // Геол. Сборник № 9. ИГ Уф НЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 3–8.
8. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Полигенно-полихронная цирконология и проблема возраста Барангуловского габбро-гранитного комплекса // Докл. АН. 2007. Т. 416, № 2. С. 241–246.
9. Парначев В.П. Позднедокембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Башкирского антиклинория // Доордовикская история Урала. Т. 1. Свердловск. УНЦ АН СССР. 1980. С. 40–60.

10. *Парначев В.П., Козлов В.И.* Новые данные о специфике вендского вулканизма Южного Урала (на примере аршинской свиты Тирлянского района) // Ежегодник-1978. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР. 1979. С. 66–70.
11. *Парначев В.П., Козлов В.И., Титунина И.В.* Новые данные о строении, составе и условиях формирования Аршинского метавулканического комплекса Южного Урала // Древний вулканизм Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1981. С. 69–87.
12. *Рыкус М.В., Сначев В.И., Насибуллин Р.А. и др.* Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау. Уфа: БГУ, 2002. 256 с.
13. Стратиграфические схемы Урала (Докембрий, палеозой). Екатеринбург: Межвед. Стратиграфический Комитет России. 1993. 151 схема, 152 с.
14. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 377. М.: Наука, 1983. 183 с.

Рецензент А.И. Русин

New data about Arshinian volcanites zircon geochronology

A. A. Krasnobaev*, V. I. Kozlov, V. N. Puchkov**, N. D. Sergeeva**, S. V. Busharina***

**Institute of Geology and Geochemistry, Urals branch of RAS*

***Institute of Geology, Ufimian Science Centre of RAS*

In the area of the Tirlyan syncline of Southern Ural, there is an unit, that originally was called the Arshinian Formation. It is up to 1.5 km-thick succession of terrigenous rocks (including tillite-like conglomerates), with a considerable share of volcanic and volcano-terrigenous rocks in the middle part of the section. The unit overlies the Uk Formation of the Upper Riphean with an erosional contact. Until recently, the unit was attributed to the Lower Vendian of the Russian Stratigraphic Scale of the Uppermost Proterozoic. We converted the Formation into a series, with four Formations in it (Bainas, Makhmutovo, Igonino and Shumsk). The study of zircons, obtained in the volcanic rocks of the Igonino Formation, resulted in the conclusion of its polychronous character, with two time marks at $707.0 \pm 2,3$ and 732.1 ± 1.7 Ma. Taking into account the age of the lower boundary of Vendian, accepted by the All-Russian Stratigraphic Commission (600 ± 10 Ma), the new data contradict the idea of the Lower Vendian age of the Arshinian Series. In this way we think it is possible to suggest a new straton – Arshinian, as an upper member of the Riphean (Uppermost Riphean, RF₄), with boundaries, approximately corresponding to an interval of 600–760 Ma.

Key words: *Southern Ural, Arshinian Series Vendian, zircon geochronology, Uppermost Riphean.*