

УДК 550.93:[552.3::551.76](234.853)

А.О. Хотылев¹, Н.Б. Девишева², Ал.В. Тевелев³, В.М. Мосейчук⁴**ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О МЕЗОЗОЙСКОМ МАГМАТИЗМЕ
НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА⁵**

В пределах западного склона Южного Урала среди докембрийских терригенно-карбонатных толщ развиты многочисленные дайковые рифейские комплексы основного состава. Среди метаморфических образований тараташского комплекса (архей–ранний протерозой, северное замыкание Башкирского мегантиклинория) была обнаружена дайка андезитов с изотопным возрастом 71 ± 1 млн лет (методом U-Pb SHRIMP II по цирконам) и два тела габброидов около г. Бакал с цирконами близкого возраста — это первое свидетельство мезозойского магматизма на этой территории.

Ключевые слова: дайки, габбро, дайковые рои, изотопные исследования, мел, маастрихт, Южный Урал.

Within the Western slope of the Southern Urals, there are plenty of basite dyke complexes of Riphean to Vendian among Precambrian terrigenous-carbonate formations. In metamorphic formations of the Taratash complex (Archean to Early Proterozoic, the northern closure of the Bashkirian meganticlinorium) there was observed the andesitic dyke with isotopic age of 71 ± 1 Ma (U-Pb SHRIMP II on zircons) and near Bakal two bodies of gabbroids with zircons of similar ages were found. These are the first evidence of possible Mesozoic magmatism in this region.

Key words: dykes, gabbro, dyke swarms, isotopic study, Cretaceous, Maastricht, Southern Urals.

Введение. В пределах Башкирского мегантиклинория рифейско-вендские терригенно-карбонатные толщи прорваны весьма многочисленными дайковыми комплексами основного и близкого к ним состава. Изотопные и геологические данные указывают на то, что магматизм проявлялся неоднократно на протяжении всего рифея и венда [Хотылев, Тевелев, 2018; Хотылев и др., 2017; Хотылев, Тевелев, 2017; Тевелев и др., 2014; Пучков, 2010а,б; Алексеев, 1984], вероятно, он имел место и в ордовике [Пучков и др., 2011]. Основные интервалы проявления магматизма: начало раннего рифея (суимский гипабиссальный комплекс габбро и долеритов и навыйский вулканический комплекс трахибазальтов, около 1615 млн лет); граница раннего и среднего рифея (Бердяушский плутон гранитов-рапакиви, Кусино-Копанский расслоенный массив, кургасский комплекс долеритов, контрастная серия машакской свиты, тела шатакского комплекса, 1380–1350 млн лет); конец среднего рифея (повальненский комплекс долеритов, около 1100–1050 млн лет); поздний рифей (инзерский комплекс гранофировых габброидов). Относительно недавно начали появляться данные о возможных магматических телах с воз-

растом 430–440 млн лет [Пучков, 2012; Пучков и др., 2011].

Авторами проведены обширные исследования дайковых комплексов в северной части Башкирского мегантиклинория, в ходе которых даны подробные петрографические и геохимические характеристики ряду дайковых комплексов этого региона. Основные результаты исследований приведены в работах [Хотылев и др., 2017; Хотылев, 2017а,б; Хотылев, Тевелев, 2017; Тевелев и др., 2014]. Детальное описание многих гипабиссальных комплексов основного и ультраосновного состава приведено в работах А.А. Алексеева [1984], С.Г. Ковалева [2006, 2008], А.А. Носовой [2010], а также В.Н. Пучкова [2014] и А.А. Краснобаева [2013], В.И. Ленных и В.И. Петрова [1978].

В ходе исследований получены неожиданные изотопные данные для нескольких даек, результатам которых и посвящена статья.

Материалы и методы. В работе приведены данные изотопного датирования цирконов из трех проб габброидов (31 замер), а также петрологическая и геохимическая характеристика изученных пород.

Датирование цирконов U-Pb методом осуществлялось на вторично-ионном микрозон-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, ассистент; *e-mail:* akhotylev@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, магистрант; *e-mail:* devisheva-n@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор; *e-mail:* atevlev@mail.ru

⁴ ООО НТПП ГЕОПОИСК, г. Челябинск, ген. директор; *e-mail:* geopoisk2004@mail.ru

⁵ Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ (проект № 17-05-01121).

де «SIMS SHRIMP-II» (Secondary Ion Mass-Spectrometry by Sensitive High-Resolution Ion Micro Probe) в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ФГУП «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург). Представительные цирконы, отобранные вручную под микроскопом, были имплантированы в эпоксидную смолу (шайба диаметром 2,5 см) вместе с зернами международных цирконовых стандартов TEMORA и 91500, затем сошлифованы приблизительно на половину их толщины и отполированы. На препарат наносили токопроводящее золотое покрытие в установке катодно-вакуумного распыления в течение 1 мин при силе тока 20 мА. В дальнейшем зерна цирконов документировались с использованием сканирующего электронного микроскопа «CamScan MX2500» с системой CLI/QUA2 для получения катодолюминесцентных (CL) и BSE изображений, отражающих внутреннюю структуру и зональность цирконов. Рабочее расстояние составляло 25–28 мм, ускоряющее напряжение 20 кВ, ток практически полностью сфокусированного пучка на цилиндре Фарадея 4–6 нА. Ток зонда варьировали с целью достижения максимального контраста CL-изображения и минимизации коррозии поверхности шайбы в результате локального разогрева.

Измерения U–Pb отношений проводили по принятой в ЦИИ методике, описанной в работе [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, размер кратера пробоотбора — 20×25 мкм при глубине до 2 мкм. U–Pb отношения нормализовались на значение 0,0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона $416,75 \pm 0,24$ млн лет [Black et al., 2003]. Стандарт циркона 91500 с содержанием урана 81,2 мкг/г и возрастом по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в 1062 млн лет [Wiedenbeck et al., 1995] использовали в качестве концентрационного стандарта. Растровая одномоментная очистка прямоугольного (50×65 мкм)



Рис. 1. Схема расположения изученных объектов. Цифры — точки отбора проб: 1 — P51002, 2 — 13061, 3 — 18024

участка минерала перед датированием позволяла минимизировать поверхностное загрязнение.

Рассеянные элементы в породах анализировали методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре «Elan 9000» в лаборатории кафедры геохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (аналитик Я.В. Бычкова) с разложением по стандартным методикам спекания [Бычкова и др., 2016]. Нижние пределы обнаружения содержания элементов 0,1–1,0 мкг/г.

Образцы пород и датированные зерна цирконов изучены на растровом электронном микроскопе «Jeol JSM-6480LV» в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петро-

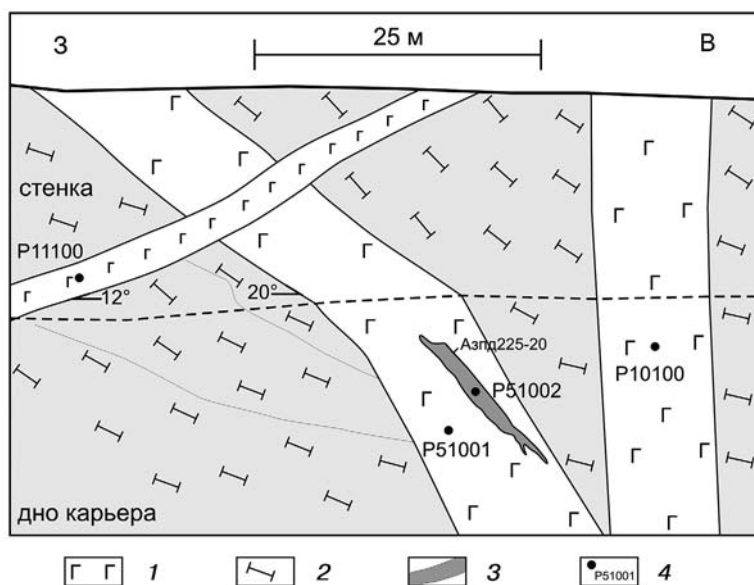


Рис. 2. Принципиальная схема взаимоотношения даек габбро и андезитов в северной стенке карьера Радостный: 1 — габбро, 2 — вмещающие метаморфические образования тараташского комплекса, 3 — дайка андезитов, 4 — точки отбора проб и их номера (см. пояснения в тексте)

логии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (оператор В.О. Япаскерт).

Геологическое положение изученных объектов. В 2016 г. в малом вскрышном карьере на месторождении Радостное (N 55°31'35,20"; E 059°47'43,70") — месте, известном среди геологов Южного Урала, — для определения изотопного возраста даек была отобрана проба из резкопорфировых андезитов (рис. 1, 2). Здесь, в восточной части карьера — в северном борту и на дне, хорошо видно, как гнейсы, амфиболиты и кристаллосланцы архейского тараташского комплекса прорываются серией даек разной мощности и облика. Три крупные дайки относятся к суимскому комплексу, широко распространенному на этой площади, поэтому они не представляли особого интереса для датирования (рис. 2)

Однако дайка суимского комплекса, полого падающая на восток, на дне карьера рассечена небольшой дайкой резкопорфировых андезитов, очень резко отличающихся от обычных пород дайковых комплексов этого района — именно из нее и была отобрана проба. Мощность тела от 10 до 60 см, протяженность 3–5 м, контакт падает полого на юго-запад: азимут падения 225°, угол падения 20°. Андезиты темно-серые, массивные, резкопорфировые, гигантопорфировые. Основная масса сливная, скрытокристаллическая. В зоне эндоконтакта видна четкая зона закалки мощностью 1–1,5 см из более темных пород, в приконтактной зоне заметна флюидалность. Контакт дайки немного подорван, но не очень сильно. Локально развиты вариолитовые структуры, выраженные светлыми сферами и полусферами, причем как единичными, изолированными, так и сгруппированными. Среди такой основной массы находятся немногочисленные вкрапленники хорошо оформленных призматических таблитчатых кристаллов плагиоклаза размером до 7 см.

В шлифах хорошо заметно, что кристаллы полевого шпата замещены агрегатом глинистых

минералов, серицита с остатками полевого шпата (рис. 3), хотя на отдельных участках сохраняется даже полисинтетическое двойникование, заметное сквозь вторичные минералы. Все вкрапленники оплавлены — первичные грани округлые, оглаженные, вероятно, это могло произойти при резком подъеме расплава — при быстром уменьшении давления расплав не успевает остывать, и создаются условия для повторного плавления минералов. Основная масса, видимо, изначально была сложена стеклом, а сейчас представляет смесь вторичных минералов по продуктам девитрификации — очень тонкокристаллический агрегат полевого шпата, хлорита, серицита, глинистых минералов и эпидота. Рудный минерал образует красивые ветвистые скелетные выделения с отчетливым фрактальным строением (рис. 3). Под электронным микроскопом обнаружен аксессуарный редкоземельный эпидот.

Геохимическая характеристика. Изученная дайка по составу отвечает андезитам, т.е. несколько более кислая, чем подавляющее большинство пород развитых здесь дайковых комплексов, характеризуется высоким содержанием TiO_2 (2,47%) и небольшим содержанием MgO (2,35%). Вмещающие габброиды (проба P51001) характеризуются невысоким содержанием TiO_2 и, видимо, относятся к раннерифейскому суимскому комплексу, подробное описание которого приведено в работе [Хотылев и др., 2017]. В карьере Радостный преобладают именно низкотитанистые габброиды (пробы P1, P2, P4, P5, P6, P7, EQ-030301, EQ030302), а габброиды с повышенным содержанием TiO_2 , типичные для кургасского комплекса среднего рифея, представлены лишь тремя телами (пробы P10100, P11100, P3) [Хотылев и др., 2017].

Лучше всего различия между дайками иллюстрируются распределением рассеянных и редкоземельных элементов на мультиэлементной диаграмме (рис. 4). На ней хорошо видно, что андезиты обогащены практически всем спектром

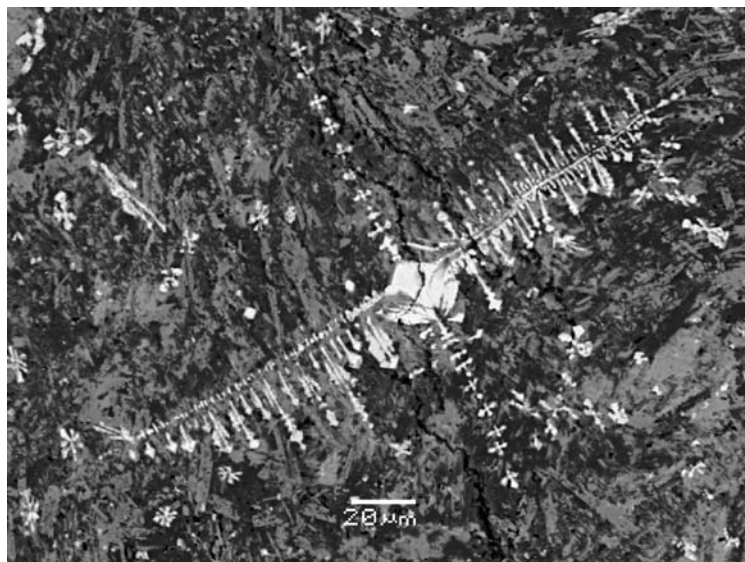


Рис. 3. Фото шлифа P51002 на сканирующем электронном микроскопе. На фоне пестрой массы вторичных минералов и полевого шпата видны белые скелетные выделения рудного минерала. Масштабная линейка 20 мкм

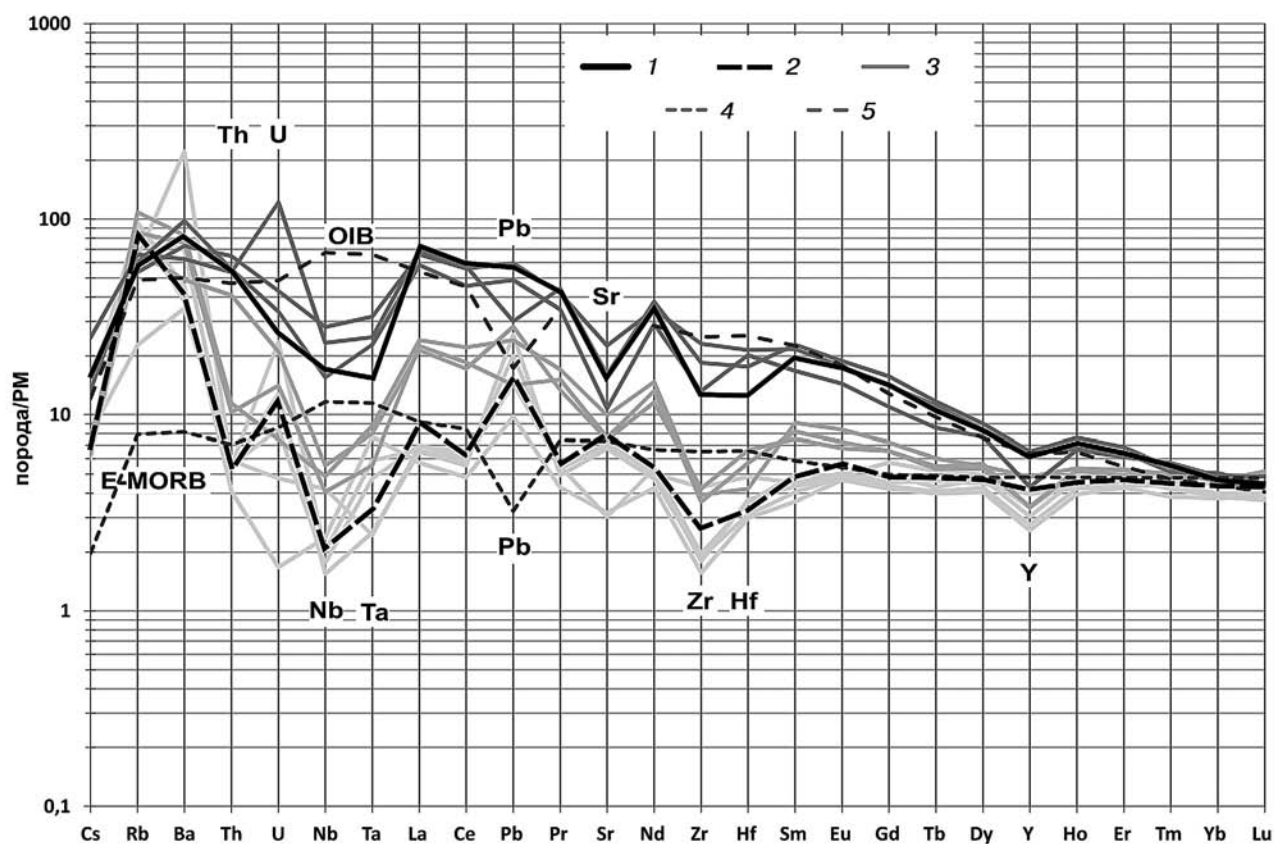


Рис. 4. Мультиэлементная диаграмма для даек карьера Радостный, значения содержания нормированы на примитивную мантию (PM): 1 — андезиты P51002, 2 — вмещающие габбро для андезитов (P51001), 3 — тренды для прочих даек карьера Радостный, 4 — эталон E-MORB, 5 — эталон OIB (см. пояснения в тексте). Составы PM, OIB, E-MORB приведены по [Sun, McDonough, 1989]

рассеянных элементов и в целом по их распределению близки к породам океанических островов (OIB). Вместе с тем они обеднены высокочargedными элементами — танталом, ниобием, гафнием и цирконием, причем у первых двух это проявлено особенно отчетливо.

Такой же характер распределения рассеянных элементов, помимо андезитов, выявлен еще в трех пробах, причем одна из них характеризуется низким содержанием TiO_2 , что необычно, так как чаще всего в габброидах Южного Урала эти два параметра связаны между собой — чем больше содержание оксида титана, тем больше степень обогащения элементами-примесями [Хотылев и др., 2017].

К сожалению, геологические взаимоотношения тел не очень ясны — можно лишь утверждать, что андезиты более поздние по отношению к дайке, а маломощное тело габбро P11100 тоже сечет дайку P51001 (рис. 2). Это находит соответствие и в геохимической характеристике тел: более молодые тела P51002 и P11100 явно относятся к другой геохимической группе, для которой ранее и предполагался более молодой возраст [Хотылев и др., 2017; Ленных, Петров, 1978].

Изотопные исследования. Так как гигантопорфировые андезиты очевидно прорывают дайки

габбро и по облику резко отличаются от прочих даек Башкирского мегантиклинория, в частности Тараташского выступа, то именно из них и отобран материал для изотопного датирования. Из пробы массой 12 кг было выделено около 60 зерен цирконов. Кристаллы нередко субидиоморфные, призматические и несколько удлиненно-призматические, с отчетливой тонкой зональностью, без особых признаков окатывания или переплавления. В результате применения сканирующей электронной микроскопии также не выявлены какие-либо признаки того, что цирконы были подвержены вторичным изменениям и являются метамиктными. (Последнее выражается обычно в появлении «пористых» зон и нередко встречается в омоложенных цирконах Урала [Соболев и др., 2017].) Катодолюминесцентные фотографии зерен приведены на рис. 5.

Погрешности единичных анализов (отношения и значения возраста) приводятся на уровне 1σ , а погрешности значений вычисленного возраста, в том числе конкордантных, приводятся на уровне 2σ . Построение графиков конкордий проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX. Коррекция на нерадиоγενный свинец проводилась по измеренному ^{204}Pb и современному изотопному составу свинца в модели Стейси–Крамперса [Stacey, Kramers, 1975].

Измеренные изотопные характеристики цирконов из проб P51002, 18024 и 13061

Номер п/п	Замер	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	$(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$, млн лет	$\pm$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, млн лет	$\pm$	Discordant, %	Total $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	Total $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	$(^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*)$	$\pm\%$	$(^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*)$	$\pm\%$	$(^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U})$	$\pm\%$	$(^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U})$	$\pm\%$
1	P51002_1.1	0,00	186	68	0,38	1,69	67,9	1,4	175	170	158	94,4	2,1	0,0496	7,3	94,4	2,1	0,0496	7,3	0,0724	7,6	0,01059	2,1
2	P51002_3.1	0,67	184	58	0,32	1,81	72,7	1,4	-35	220	-148	87,6	1,8	0,0507	5,2	88,2	1,9	0,0454	9	0,071	9,2	0,01134	1,9
3	P51002_2.1	0,51	431	284	0,68	4,34	74,7	1,1	-67	160	-190	85,3	1,4	0,0488	3,7	85,8	1,5	0,0448	6,6	0,072	6,7	0,01166	1,5
4	P51002_4.1	0,84	152	46	0,31	1,44	69,9	1,3	115	250	65	91	1,8	0,055	6	91,7	1,9	0,0483	11	0,0726	11	0,0109	1,9
5	P51002_5.1	0,85	216	85	0,41	2,01	69,0	1,2	-71	270	-203	92,2	1,6	0,0515	4,9	93	1,7	0,0447	11	0,0663	11	0,01075	1,7
6	P51002_6.1	0,00	152	42	0,28	1,43	70,0	1,3	169	140	141	91,5	1,8	0,0494	5,9	91,5	1,8	0,0494	5,9	0,0745	6,1	0,01092	1,8
7	P51002_7.1	0,94	248	102	0,42	2,44	72,5	1,2	96	250	32	87,6	1,6	0,0554	4,4	88,4	1,7	0,0479	10	0,0748	11	0,01131	1,7
8	P51002_8.1	1,37	244	66	0,28	2,36	71,2	1,2	-117	350	-264	88,7	1,6	0,0548	4,5	90	1,7	0,0439	14	0,0673	14	0,01111	1,7
9	P51002_9.1	0,71	235	98	0,43	2,27	71,5	1,3	10	310	-86	89	1,7	0,0519	4,7	89,7	1,8	0,0462	13	0,0711	13	0,01115	1,8
10	P51002_10.1	0,74	226	65	0,30	2,17	71,1	1,1	-147	240	-306	89,6	1,4	0,0493	3,4	90,2	1,5	0,0434	9,6	0,0663	9,8	0,01108	1,5
11	18024_7.1	0,00	166	129	0,80	1,53	68,5	1,1	173	170	153	93,6	1,6					0,0495	7,1	0,073	7,3	0,0107	1,6
12	18024_2.1	0,95	224	152	0,70	2,13	70,3	1,0	327	240	365	91,2	1,5					0,053	10	0,08	11	0,011	1,5
13	18024_4.1	0,25	446	382	0,88	5,51	91,88	0,8	76	110	-17	69,66	0,87					0,0475	4,7	0,0941	4,8	0,0144	0,87
14	18024_9.1	0,00	183	129	0,73	2,31	94,1	1,2	82	140	-13	68,03	1,3					0,0476	5,9	0,0966	6	0,0147	1,3
15	18024_1.1	0,40	250	120	0,50	3,38	100,2	1,1	17	160	-83	63,86	1,1					0,0464	6,7	0,1001	6,8	0,0157	1,1
16	18024_6.1	4,65	5172	1085	0,22	74,2	101,83	0,4	167	200	64	62,78	0,39					0,0494	8,6	0,1085	8,7	0,0159	0,39
17	18024_10.1	1,39	2191	1821	0,86	30,8	103,06	0,51	163	140	58	62,04	0,5					0,0493	6	0,1096	6	0,0161	0,5
18	18024_5.1	0,20	1337	3018	2,33	197	1018,5	2,8	1197	12	18	5,842	0,3					0,08	0,63	1,888	0,7	0,1712	0,3
19	18024_8.1	0,57	1089	6632	6,29	201	1249,4	4,2	1241	19	-1	4,672	0,37					0,0818	0,98	2,413	1	0,2139	0,37
20	18024_3.1	0,14	1063	5710	5,55	201	1282,5	3,6	1228	16	-4	4,542	0,31					0,0813	0,79	2,466	0,85	0,2201	0,31
21	13061_4.1	1,37	90	59	0,68	1,08	88,2	2,1	-28	470	-132	72,6	2,3					0,0455	19	0,086	19	0,0138	2,3
22	13061_4.2	0,00	97	52	0,55	1,15	88,8	1,5	448	160	405	72,1	1,7					0,0559	7,1	0,1069	7,3	0,0139	1,7
23	13061_1.1	0,23	1112	922	0,86	13,8	92,21	0,51	14	74	-85	69,41	0,55					0,0463	3,1	0,092	3,1	0,0144	0,55
24	13061_3.1	2,95	163	76	0,48	2,09	92,5	5,3	-460	730	-597	69,1	5,7					0,038	28	0,076	28	0,0145	5,7
25	13061_6.1	2,00	171	109	0,66	2,34	100,2	1,5	412	280	312	63,83	1,5					0,055	13	0,119	13	0,0157	1,5
26	13061_2.1	0,00	166	57	0,36	2,23	100,4	1,5	320	120	219	63,73	1,5					0,0528	5,4	0,1142	5,6	0,0157	1,5
27	13061_10.1	0,00	71	33	0,48	1,01	105,4	2,0	426	170	304	60,6	1,9					0,0553	7,6	0,1258	7,8	0,0165	1,9
28	13061_9.1	3,00	111	52	0,49	1,65	107,0	2,3	933	320	771	59,7	2,1					0,07	15	0,162	16	0,0167	2,1
29	13061_8.1	26,39	201	104	0,53	3,98	108,0	3,9	733	930	579	59	3,6					0,064	44	0,149	44	0,0169	3,6

Окончание табл.

Номер п/п	Замер	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	$(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$, млн лет	$\pm$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, млн лет	$\pm$	Discordant, %	$\text{Total}^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	$\text{Total}^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	$(^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb})^*$	$\pm\%$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^*$	$\pm\%$	$(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$	$\pm\%$	$(^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U})$	$\pm\%$
30	13061_7.1	2,18	1647	860	0,54	25,5	112,52	0,6	7	150	-94	56,78	0,54					0,0462	6,4	0,1121	6,4	0,0176	0,54
31	13061_5.1	49,27	137	67	0,51	4,3	118,0	12,0	1610	1400	1271	53,9	10					0,099	75	0,25	76	0,0184	10

Примечание. Полу жирным шрифтом выделен столбец значений U–Pb возраста.

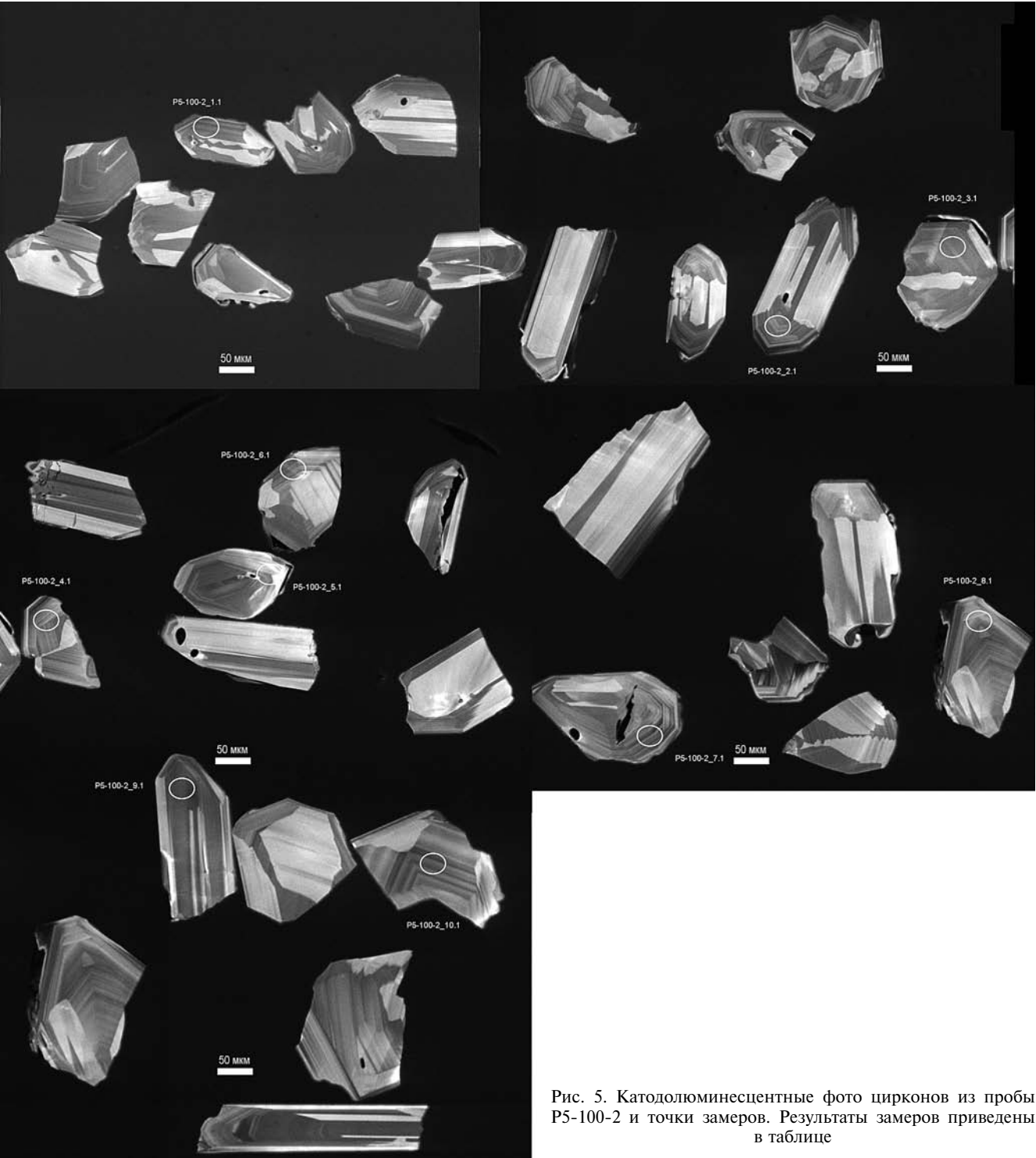


Рис. 5. Катодолуминесцентные фото цирконов из пробы P5-100-2 и точки замеров. Результаты замеров приведены в таблице

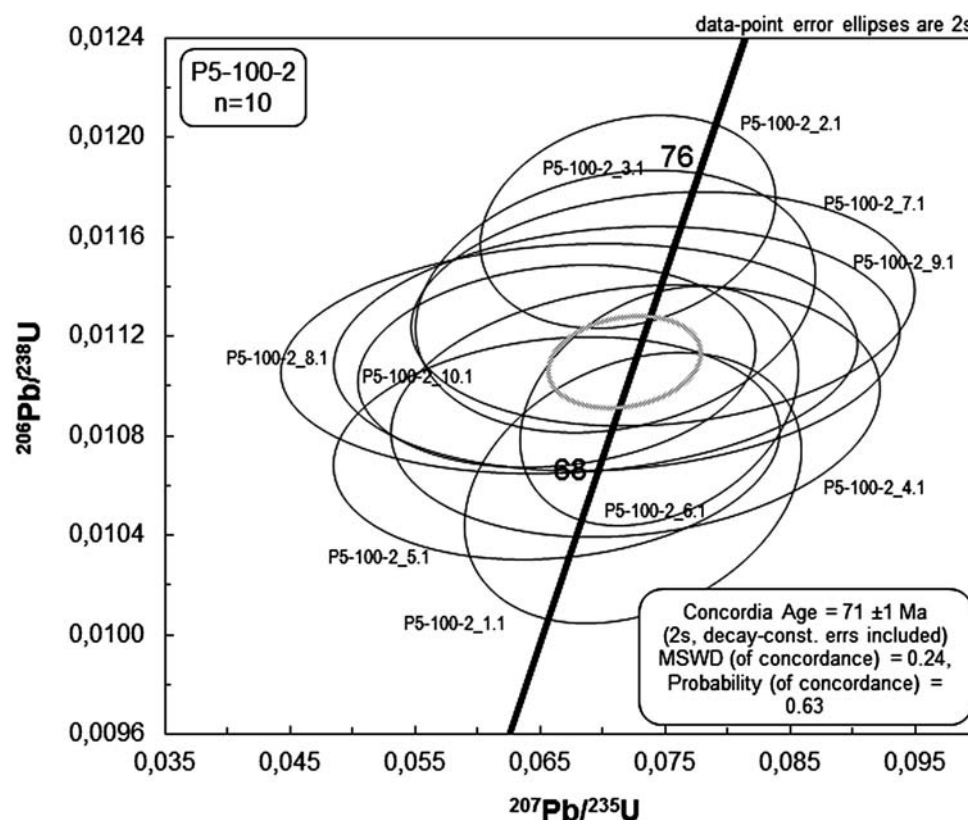


Рис. 6. Конкордия с результатами определения возраста цирконов для пробы P51002; возраст 71 ± 1 млн лет, СКВО (MSWD) = 0,24, вероятность (probability) = 0,63, n — число замеров (10)

Для 10 зерен сделано по одному замеру содержания изотопов свинца и урана, результаты приведены в таблице. В результате по всем 10 замерам получен конкордантный возраст 71 ± 1 млн лет (рис. 6) при СКВО=0,24 и вероятности 0,62.

При изотопном датировании габброидов, находящихся на севере от г. Бакал (проба 18024, N $54^{\circ}56'25,1''$; E $058^{\circ}58'53,5''$), и дайки габбро в железнодорожной петле на восток от г. Бакал (проба 13061, N $54^{\circ}57'44,8''$; E $058^{\circ}52'30,1''$) так же были получены значения возраста, отвечающие меловому периоду. В пробе 18024 7 зерен циркона из 10 имеют возраст в интервале 68–103 млн лет, а для трех получены протерозойские значения возраста — 1018, 1219 и 1282 млн лет (рис. 7). В пробе 13061 все 11 кристаллов циркона характеризуются возрастом в интервале 88–118 млн лет (рис. 8). Датировки отдельных зерен циркона имеют значительный разброс, что не позволяет получить конкордантный возраст. Результаты измерений приведены в таблице.

К сожалению, кристаллы из проб 13061 и 18024 корродированные, нередко с заливистыми неровными границами, хотя при этом и удлиненно-призматического облика, характерного именно для цирконов из пород основного состава. Зональность отчетливая, тонкая, хорошо заметна на катодолюминесцентных снимках. Внешние зоны многих кристаллов циркона корродированы и частично растворены, кристаллы содержат многочисленные выемки и впадинки и с большой вероятностью захвачены, а их изотоп-

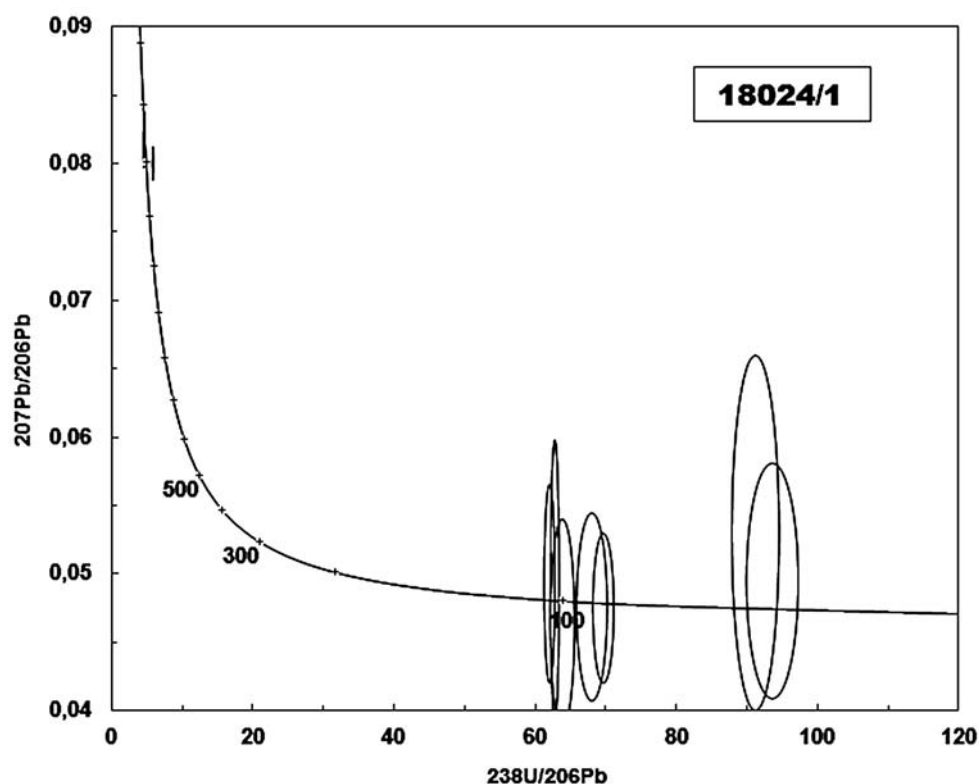
ные системы нарушены и не отражают реальный возраст пород.

Результаты исследований и их обсуждение. Таким образом, в результате изотопных исследований получена относительно достоверная датировка дайки андезитов Тараташского выступа — 71 ± 1 млн лет, а также серия менее достоверных единичных определений возраста для зерен циркона из даек окрестностей г. Бакал в интервале от 70 до 118 млн лет. Эти данные не очень хорошо соотносятся с известными на сегодняшний день этапами магматизма на рассматриваемой территории.

Кристаллы циркона, как упоминалось выше, имеют отчетливую удлиненно-призматическую форму, хорошо огранены, у них нет ядер и видимых признаков вторичной переработки, которая могла бы повлечь за собой нарушение изотопной системы и омоложение зерен. Более того, опыт авторов показывает, что обычно зерна цирконов, захваченные из даек габброидов, имеющие древний возраст, также несут отчетливые признаки окатанности, характеризуются округлой формой и характерной шероховатой поверхностью, что не наблюдается у проанализированных молодых кристаллов циркона.

При анализе цирконов важным показателем служит отношение Th/U. Во всех трех проанализированных пробах отношение Th/U для всех зерен циркона превышает 0,1, а для подавляющего большинства кристаллов оно больше 0,4. Магматический циркон характеризуется значениями $Th/U > 0,1$, по [Belousova et al., 2002] (в работах не-

Рис. 7. Результаты определения изотопного возраста цирконов из пробы 18024 в координатах $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$



которых исследователей фигурирует значение 0,2). Повышенные значения Th/U также возможны для циркона из пород, подвергшихся сверхвысокотемпературному метаморфизму [Rubatto, 2017], но так как изучаемые породы явно не относятся к таким, значения отношения Th/U можно с уверенностью интерпретировать как признак магматического происхождения цирконов.

Отметим, что содержание урана и свинца в изученных кристаллах циркона явно имеет бимодальное распределение: у большинства кристаллов оно составляет несколько сотен мкг/г, а для части (7 из 21 кристалла) содержание этих элементов превышает 1000 мкг/г (таблица). Радиоактивный распад урана со временем приводит к значительному нарушению кристаллической структуры циркона — зерна с повышенной концентрацией U в большей степени подвержены изменениям. Существенное нарушение структуры у кристаллов циркона, имеющих докембрийский возраст, происходит при концентрации урана более 1000 мкг/г, для более молодых зерен это значение увеличивается (в частности, у зерен с возрастом моложе 1 млн лет нарушенная структура наблюдается при содержании урана около 1000 мкг/г) [Ewing et al., 2003]. Высокое содержание U и Th усиливает способность циркона к растворению, что влияет на его состав, особенно при вторичных преобразованиях, которые сильно изменяют зерна высокоурановых цирконов, что приводит к нарушению их U—Pb-системы [Каулина и др., 2017].

Практически все изученные кристаллы циркона, для которых определен мезозойский возраст, характеризуются невысоким содержанием урана

(за исключением четырех), а все 3 кристалла протерозойского возраста содержат более 1000 мкг/г урана (таблица). При этом ни для одного кристалла из пробы P5-100-2 не зафиксировано содержание U, превышающее 430 мкг/г. Таким образом, из 28 зерен циркона, для которых получен мезозойский возраст, 24 характеризуются нормальным содержанием U, а на катодолюминесцентных фотографиях и изображениях со сканирующего электронного микроскопа они не выглядят измененными. Это позволяет с уверенностью предположить, что в геологической истории этих кристаллов циркона не было событий, которые бы привели к нарушению их структуры и U—Pb-системы в результате радиоактивного распада урана. Все кристаллы циркона с древним — рифейским — возрастом имеют высокое содержание урана, превышающее 1000 мкг/г, что могло привести к нарушению изотопной системы и получению возраста, не отвечающего реальному.

Важно отметить, что для всех кристаллов циркона с мезозойскими датировками наблюдается несоответствие значений возраста, рассчитываемых по соотношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, а погрешности в последних могут превышать определяемый возраст (таблица). Подобное расхождение связано с особенностями изменения количества дочерних изотопов во времени. Отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ изменяется с течением времени сильнее, чем отношение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — линия на рис. 9 имеет более крутой наклон для фанерозойских и позднерифейских значений возраста и становится пологой к более древним значениям возраста, что хорошо видно на этой диаграмме. Прямым след-

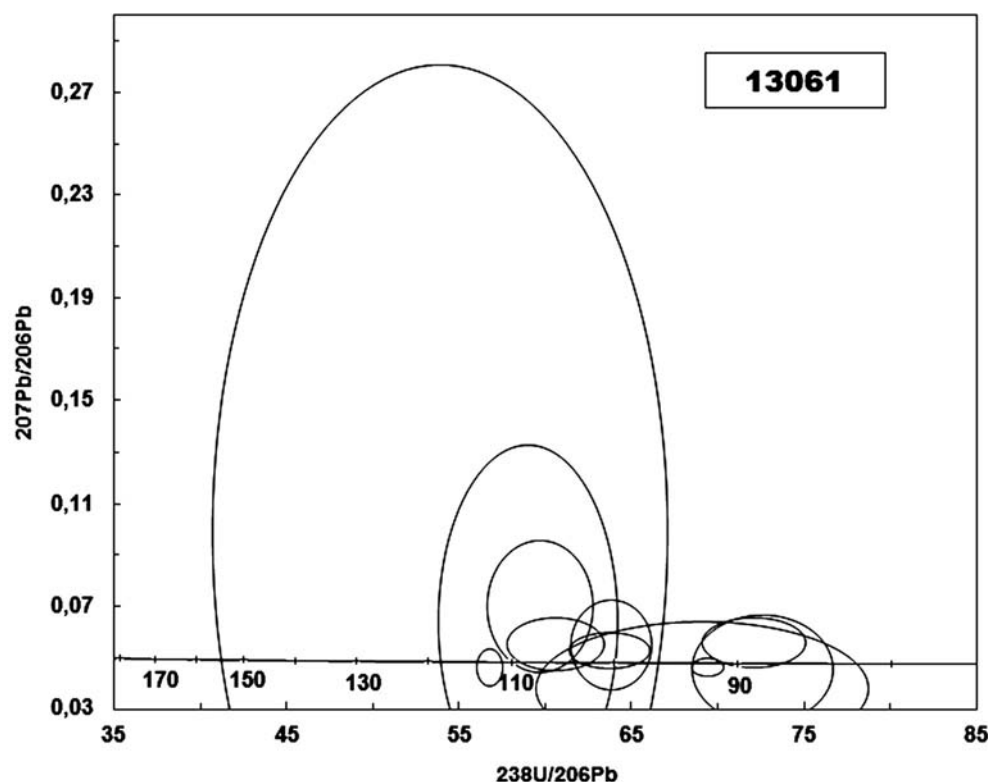


Рис. 8. Результаты определения изотопного возраста цирконов из пробы 13061 в координатах $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$

ствием такого распределения является то, что для молодых кристаллов циркона даже незначительное отклонение измеренного изотопного отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ от истинного значения может привести к существенному искажению рассчитываемого возраста [Буянтуев и др., 2017].

В области дофанерозойских значений возраста наклон кривой меняется на более пологий, а содержание дочерних изотопов ^{207}Pb и ^{206}Pb со временем увеличивается. Первое приводит к тому, что снижается «чувствительность» значения возраста к правильности определения отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, а второе — к увеличению надежности инструментального определения этого отношения, так как изотопы свинца в древних зернах цирконов при анализе дают более высокий сигнал. Исходя из этого изотопное отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ берется за основу для датирования древних цирконов, а примерным порогом надежности применения считается возраст 1,2 млрд лет [Gehrels et al., 2008]. Для более молодых зерен цирконов с возрастом менее 1,2 млрд лет желательно использовать отношение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ [Буянтуев и др., 2017; Андреичев и др., 2012; Gehrels et al., 2008]. Таким образом, расхождение в получаемых значениях возраста по разным отношениям и значительные ошибки возраста, рассчитываемого с помощью отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, нормальны для молодых кристаллов циркона и не могут рассматриваться в качестве признаков нарушения изотопных систем.

На сегодняшний день авторам не известны иные непосредственные свидетельства магматической активности в северной части Башкирского мегантиклинория в позднем мелу. Меловые отло-

жения на территории Башкирского мегантиклинория практически неизвестны — они кратко описаны в производственных отчетах геологосъемочных работ и представлены корами выветривания и глинистыми образованиями в карстовых полостях [Рыцев и др., 2009]. Палеонтологические остатки в них не обнаружены, поэтому возраст этих пород принимается условно меловым, а возможно, частично и палеогеновым. Кроме того, никакие признаки вулканизма не выявлены — коры выветривания не только вскрыты рядом поисковых скважин в районе Айской группы (на северо-запад от г. Сатка) в Южно-Уральском бокситоносном районе, но и описаны при геологосъемочных работах в 1970-х гг. непосредственно на архейско-раннепротерозойских образованиях тараташского комплекса, главным образом в зонах тектонитов и бластомилонитов.

Большинство геологов считают, что в это время территория претерпевала пенепленизацию, а последний этап магматизма был лишь в триасе, когда в Челябинском грабене сформировались базальты бичурской свиты, а также тела щелочных гранитоидов и лейкогранитов [Тевелев и др., 2009; Тевелев и др., 2008]. Однако этот магматизм был сосредоточен на восточном слоне Урала, за Главным Уральским разломом.

Ближайший по возрасту магматизм известен на Земле Франца-Иосифа, Северной Земле и на Шпицбергене, где зафиксированы следы обширного плюмового события на границе юры и мела с хорошо обоснованным возрастом около 122–124 млн лет [Corfu et al., 2013]. Также базальтоиды известны в Канаде (Канадский арктический

архипелаг, Свердупский бассейн), где они представлены многочисленными силлами, дайками и покровами, и при этом их возраст колеблется в интервале 130–60 млн лет [Шпилов, Лобковский, 2016 и ссылки в этой работе]. Но эти объекты сильно удалены от изученной территории, хотя Сибирская трапповая провинция, происхождение которой традиционно связывают с суперплюмом, имеет очень значительные размеры; возможно, что и событие на Земле Франца-Иосифа могло оставить следы на Южном Урале.

Заключение. В результате исследований для дайки гигантопорфировых андезитов получен достаточно достоверный изотопный возраст — 71 ± 1 млн лет, что отвечает началу маастрихта. Сведений о магматизме в то время на западном склоне Южного Урала в опубликованной и фондовой литературе мы не обнаружили, поэтому, видимо, нами получены первые данные о возможном мезозойском магматизме в этом регионе.

Благодарности. Авторы выражают благодарность И.А. Кошелевой, И.А. Прудникову,

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.
- Андреичев В.Л., Куликова К.В., Ларионов А.Н. U–Pb возраст плагиогранитов Малыко (Полярный Урал) // Изв. Коми НЦ УрО РАН. 2012. № 4(12). С. 60–66.
- Буянтеев М.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т. U–Pb LA–ICP–MS датирование цирконов из субвулканитов бимодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 2. С. 369–384.
- Бычкова Я.В., Сеницын М.Ю., Петренко Д.Б. и др. Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 56–63.
- Каулина Т.В., Лялина Л.М., Нерович Л.И. и др. Процессы гидротермального изменения в цирконе как отражение геохимии урана в породах (на примере уранового рудопроявления Скальное Лицевского района Кольского полуострова) // Вестн. КНЦ РАН. 2017. № 3 (9). С. 54–63.
- Ковалев С.Г. Геохимия и геодинамические условия формирования диабаз-пикритового магматизма западного склона Южного Урала // Геол. сб. № 5. Информ. мат-лы. ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2006. С. 113–118.
- Ковалев С.Г. Позднедокембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 2. С. 68–79.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И. и др. Цирконология вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Докл. РАН. 2013. Т. 448, № 4. С. 437–442.
- Ленных В.И., Петров В.И. Диабазы тараташского комплекса и его обрамления // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса / под ред. В.И. Ленных, А.И. Белковского. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 59–67.

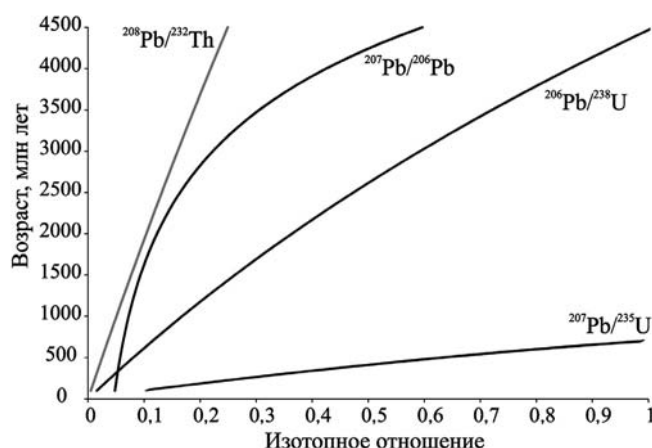


Рис. 9. Кривые зависимости возраста минерала от отношения дочернего изотопа к материнскому системы U–Th–Pb согласно закону радиоактивного распада, по [Буянтеев и др., 2017]

С.С. Попову за помощь и поддержку при проведении полевых изысканий, а так же С.Г. Ковалеву, Ю.Л. Ронкину и Б.Б. Шкурскому за ценные рекомендации при обработке и интерпретации полученных данных.

Носова А.А., Сазонова Л.В., Горожанин В.М. и др. Мезопротерозойские оливиновые габбронориты Башкирского антиклинория, Южный Урал: родоначальные расплавы и особенности эволюции магм // Петрология. 2010. Т. 18, № 1. С. 53–87.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010а. 280 с.

Пучков В.Н. Дайковые рои и ассоциирующие с ними магматические комплексы на Урале // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Мат-лы XLIII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2010б. Т. 2. С. 182–186.

Пучков В.Н. Дайковые рои Урала и ассоциирующие с ними магматические комплексы // Геотектоника. 2012. № 1. С. 42–52.

Пучков В.Н., Козлов В.И., Краснобаев А.А. Палеозойские U–Pb SHRIMP-датировки магматических пород Башкирского мегантиклинория // Геол. сб. № 9. Юбилейный вып. Информ. мат-лы. ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2011. С. 36–43.

Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Сергеева Н.Д. и др. Архейские метабазы в основании рифея Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) // Докл. РАН. 2014. Т. 457, № 1. С. 85–91.

Рыцев А.М., Фаткуллин Р.А., Абдрахманов Р.Ф. Мезо-кайнозойские коры выветривания Южного Урала // Геол. сб. № 8. Информ. мат-лы. ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2009. С. 154–159.

Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоротина О.В. и др. Первые результаты U–Pb (LA–ICP–MS) датирования детритовых цирконов из палеозойских островодужных обломочных пород Полярного Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92, вып. 4. С. 3–26.

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Фурина М.А., Беляцкий Б.В. Триасовая геодинамика Южного Урала в свете новых изотопных данных // Общие и региональные про-

блемы тектоники и геодинамики: Мат-лы XLI Тектон. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 317–321.

Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Фурина М.А., Беляцкий Б.В. Триасовый магматизм Южного Урала: геохимия, изотопия, геодинамика // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 29–38.

Хотылев Ал.В., Кошелева И.А., Хотылев А.О. и др. Особенности строения и эволюции айского вулканического рифейского комплекса (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 5. С. 19–28.

Хотылев А.О. Базитовые дайки северной части Башкирского антиклинория (Южный Урал): геохимические подходы к разграничению комплексов // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Сб. статей V Всеросс. молодеж. геол. конф. Уфа: Альфа-Реклама, 2017а. С. 73–77.

Хотылев А.О. Инзерский и суимский гипабиссальные базитовые комплексы рифея (Южный Урал): характеристика, сходства и различия // Мат-лы V Междунар. конф. молодых ученых и специалистов памяти акад. А.П. Карпинского (28 февраля–3 марта 2017 г., ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) [Электрон. ресурс]. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017б. С. 145–148.

Хотылев А.О., Тевелев Ал.В. Рифейские дайковые комплексы Тараташского выступа (Южный Урал) // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Мат-лы XLIX Тектон. совещ., посвященного 100-летию акад. Ю.М. Пушаровского. М.: ГЕОС, 2017. Т. 2. С. 275–280.

Хотылев А.О., Тевелев Ал.В. Дайковые рои Башкирского мегантиклинория: геохимические особенности и этапы формирования // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Т. 2: Мат-лы L Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2018. С. 295–299.

Хотылев А.О., Тевелев Ал.В., Мосейчук В.М. и др. Суимский и кургасский рифейские дайковые комплексы: состав и петрологические особенности (Южный Урал, Башкирский мегантиклинорий) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92, № 5. С. 3–14.

Шипилов Э.В., Лобковский Л.И. Позднемезозойский плюмовый магматизм арктического региона:

геохронология, фазы и геодинамические обстановки проявления // Арктика: экология и экономика. 2016. № 2(22). С. 72–81.

Belousova E., Griffin W., O'Reilly S.Y., Fisher N. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Mineral. and Petrol. 2002. Vol. 143, N 5. P. 602–622.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. Vol. 200. P. 155–170.

Corfu F., Polteau S., Planke S. et al. U-Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province // Geol. Mag. 2013. Vol. 150, N 6. P. 1127–1135.

Ewing R.C., Meldrum A., Wang L. et al. Radiation effects in zircon // Mineral. Soc. of Amer. Rev. in Mineralogy & Geochemistry. 2003. Vol. 53. P. 387–425.

Gehrels G.E., Valencia V.A., Ruiz J. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation — multicollector — inductively coupled plasma — mass spectrometry // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2008. Vol. 9, N 3. Doi:10.1029/2007GC001805.

Rubatto D. Zircon: the metamorphic mineral // Mineral. Soc. of Amer. Rev. in Mineralogy & Geochemistry. 2017. Vol. 83, N 1. P. 261–295.

Stacey S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26. P. 207–221.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. Vol. 42. L., 1989. P. 313–345.

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

Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe: Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol. 1998. Vol. 7. P. 1–35.

Поступила в редакцию
21.02.2018