ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 499, № 1, с. 11–18

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.46/552.32/550.93

ИЗОТОПНЫЙ U–Pb-ВОЗРАСТ ЦИРКОНА (МЕТОД LA–ICP–MS) ИЗ ЭЛЬДЖУРТИНСКИХ ГРАНИТОВ И РИОЛИТОВ Mo–W-МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЫРНЫАУЗ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ, РОССИЯ)

© 2021 г. С. Г. Соловьев[1, *], С. Г. Кряжев[2], Д. В. Семенова[3], Ю. А. Калинин[3], академик РАН Н. С. Бортников[1]

Поступило 20.01.2021 г.
После доработки 15.03.2021 г.
Принято к публикации 16.03.2021 г.

Выполнены определения изотопного U–Pb-возраста (впервые – методом LA–ICP–MS) циркона из биотитовых (эльджуртинских) гранитов и впервые – из риолитов гигантского Mo–W-месторождения Тырныауз (Сев. Кавказ). Средневзвешенный изотопный U–Pb-возраст циркона из эльджуртинских гранитов составляет 2.10 ± 0.08 млн лет, с вариациями от 1.78 до 2.53 млн лет, а таковой циркона из риолитов – 2.05 ± 0.04 млн лет, с вариациями от 1.81 до 2.42 млн лет. Полученные данные подтверждают неогеновый (плейстоценовый) возраст кристаллизации этих пород, согласуются с наблюдаемой последовательностью их внедрения и подчеркивают короткий временной разрыв между ними (порядка 50 тыс. лет).

Ключевые слова: изотопные U–Pb-исследования, циркон, гранитоиды, Mo–W-месторождение Тырныауз, Северный Кавказ

DOI: 10.31857/S2686739721070100

Массив биотитовых (эльджуртинских) гранитов и сопровождающие их субвулканические некки и дайки риолитов (риолито-дацитов) [1, 2] в течение длительного времени были и остаются в фокусе изучения генезиса и эволюции магматогенно-гидротермальной системы месторождения Тырныауз, крупнейшего в России по ресурсам Mo–W- и Mo-руд в скарнах и послескарновых рудоносных метасоматитах (рис. 1). Имеются многочисленные изотопные датировки указанных магматических пород, выполненные K–Ar-, Rb–Sr- и $^{40}Ar/^{39}Ar$-методами в разное время [3–7]. Было выполнено также определение изотопного U–Pb-возраста циркона эльджуртинских гранитов с использованием ионного микрозонда (SHRIMP) [8]. Однако определения возраста циркона указанных пород с использованием метода лазерной абляции с ионизацией в индуктивно-связанной плазме с масс-спектрометрическом окончанием (LA–ICP–MS) ранее не выполнялись. Авторами впервые восполнен этот пробел. Это дает возможность верификации изотопных данных с помощью независимого метода, что важно, принимая во внимание известные ограничения различных изотопных методов, а также является ценным опытом использования изотопного U–Pb-анализа циркона для датирования весьма молодых (с возрастом менее 3 млн лет) геологических образований. Указанный метод наряду с анализом при помощи ионного микрозонда с масс-спектрометром вторичных ионов (например, SIMS SHRIMP) относится к локальным методам анализа. Несмотря на то что метод LA–ICP–MS уступает в точности SIMS, в последнее время он получил широкое распространение в силу наибольшей доступности, простоты пробоподготовки и высокой производительности, в том числе и для датирования молодых зерен циркона с возрастом вплоть до 0.1 млн лет (например, [9–11]). Циркон считается надежным геохронометром, так как он лишь с трудом подвергается преобразованиям при наложении последующих процессов, что важно при датировании магматических пород в зонах постмагматического рудообразования. Ниже приводятся результаты выполненных исследований.

[1] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия*

[2] *Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, Россия*

[3] *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия*

**E-mail: serguei07@mail.ru*

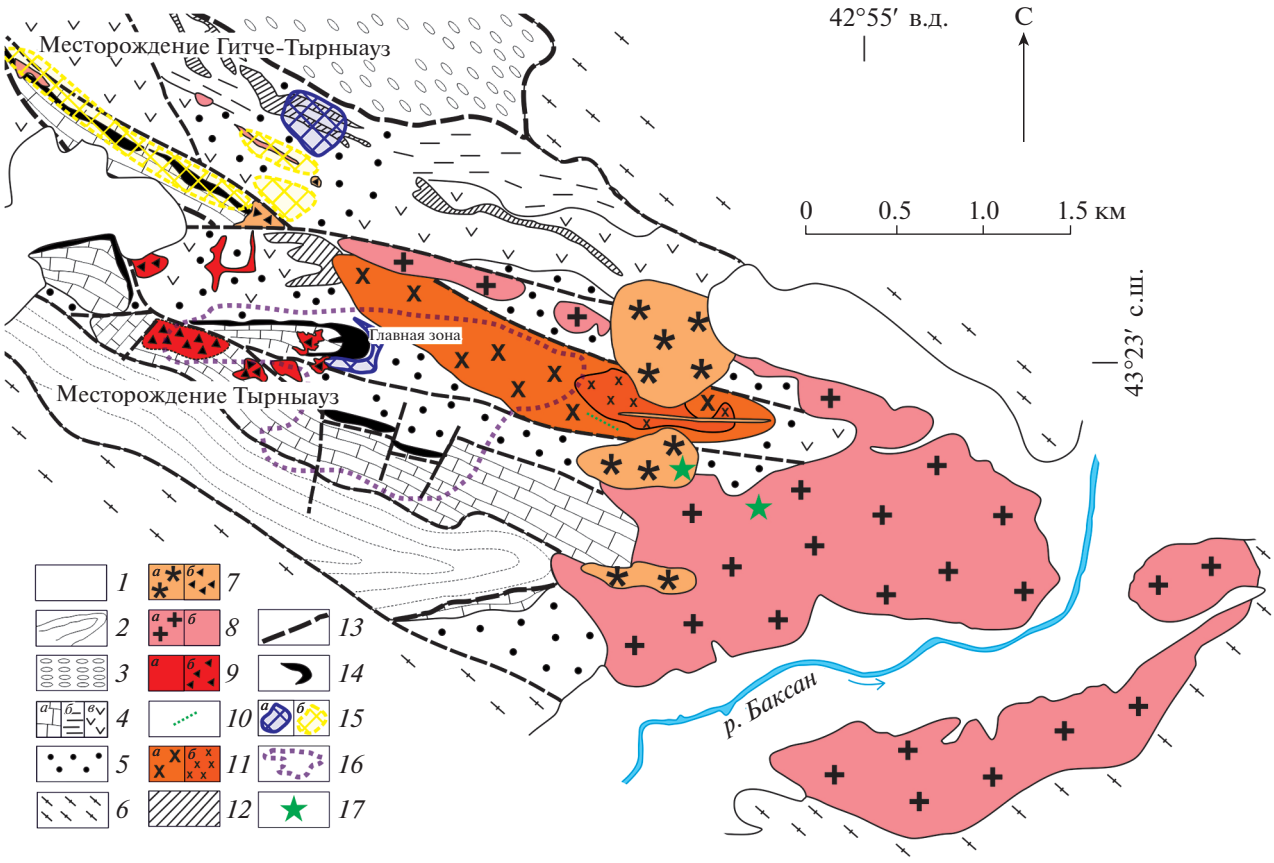

Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Тырныауз (по [1, 2]). *1* – аллювиальные четвертичные отложения, *2* – нижнеюрские отложения (черные сланцы, конгломераты, песчаники), *3* – верхнекаменноугольные молассовые отложения (конгломераты и песчаники), *4* – девонские и нижнекаменноугольные отложения: известняки, мраморы (*a*), аргиллиты, филлиты (*b*), вулканогенные породы (лавы и туфы андезитов) (*c*), *5* – биотитовые роговики по девон-нижнекаменноугольным терригенным и вулканогенным породам, *6* – протерозойские кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты, *7* – штоки и дайки риолитов (a) и магматические брекчии с предположительно риолитовым цементом (*b*), *8* – биотитовые граниты Эльджуртинского массива ("эльджуртинские граниты") (*a*) и предположительно "постэльджуртинские" дайки и штоки аплитов (b), *9* – лейкократовые граниты (*a*) и их магматические брекчии (*b*), *10* – дайки основных пород, *11* – породы массива "трондьемитов": тоналиты-гранодиориты (*a*), плагиограниты (*b*), *12* – дайки и силлы ультраосновных пород (средний-поздний палеозой ?), *13* – разломы, включая надвиги, *14* – скарново-рудные тела с Mo–W-оруденением, *15* – кварцевые штокверки с молибденитом (*a*) и золотой минерализацией (*b*), 16 – контуры карьера, *17* – места отбора проб.

За время изучения взгляды исследователей на место и роль эльджуртинских гранитов и риолитов в формировании месторождения существенно менялись – от отнесения всех метасоматитов и руд к "постэльджуртинским" через признание "доэльджуртинского" возраста скарнов, апоскарновых рудоносных метасоматитов с Mo–W-оруденением и наиболее крупных Mo-штокверков, развитых вне скарнов, и отрицание какой-либо существенной роли эльджуртинских гранитов вообще, срезающих как Mo–W-рудные скарны, так и Mo-штокверки [1]. Затем был показан, напротив, "постэльджуртинский" (и "постриолитовый") возраст части вольфрамового оруденения, а также комплексной Mo–W–Bi–Te–Au-минерализации [12]. Последняя слабо развита в крупных скарново-рудных телах месторождения Тырныауз, отмечена в самих эльджуртинских гранитах и играет преобладающую роль на удалении от ведущих Mo–W- и Mo-рудных тел – на крупном месторождении-сателлите Гитче-Тырныауз. Все это, очевидно, отражает интрарудный характер эльджуртинских гранитов и риолитов и показывает их важность как генетических реперов для понимания условий формирования месторождения.

Соответственно, разными авторами были выполнены определения изотопного возраста эльджуртинских гранитов и риолитов с использованием K–Ar и Rb–Sr-методов. В частности, был получен изотопный K–Ar-возраст эльджуртинских гранитов в диапазоне от 2.0 ± 0.2 млн лет до 1.9 ± 0.15 млн лет, а риолитов – от 1.80 ± 0.25 млн лет до 1.60 ± 0.25 млн лет [3]. По данным [4], изотопный Rb–Sr-возраст эльджуртинских гранитов

Таблица 1. Химический состав изученных проб эльджуртинских гранитов и риолитов Тырныауза

	1	2		1	2		1	2		1	2
мас. %			г/т (ppm)			г/т (ppm)			г/т (ppm)		
SiO_2	72.64	69.14	Ba	255	357	Mo	14.3	2.26	Ce	87.2	71.4
TiO_2	0.36	0.52	Sr	132	150	W	89.7	20.7	Pr	9.75	7.84
Al_2O_3	14.20	14.56	Co	4.49	3.92	Sn	6.05	8.46	Nd	33.3	25.6
Fe_2O_3	0.59	1.67	Ni	6.13	5.60	Cs	13.4	15.8	Sm	6.52	4.82
FeO	1.55	1.82	V	31.4	62.3	Hf	6.93	4.67	Eu	0.57	0.77
MnO	0.04	0.03	Cr	21.4	19.0	Ta	2.72	1.86	Gd	5.43	4.04
MgO	0.71	1.14	Rb	233	276	Ga	20.0	20.7	Tb	0.85	0.56
CaO	1.63	1.99	Li	46.1	66.9	Th	38.9	26.6	Dy	4.91	3.37
Na_2O	3.21	2.85	Be	6.15	6.47	U	7.18	8.81	Ho	0.99	0.66
K_2O	4.32	4.12	Zr	239	165	Cu	9.0	12.8	Er	2.74	1.83
P_2O_5	0.11	0.28	Nb	16.0	14.2	Zn	50.1	77.4	Tm	0.42	0.28
LOI	0.54	1.43	Y	23.6	16.7	Pb	20.1	33.5	Yb	2.61	1.69
Total	99.90	99.55				La	43.0	35.9	Lu	0.45	0.27

Примечание. Анализы породообразующих оксидов выполнены рентгенофлюоресцентным методом, FeO – волюмометрическим методом, рассеянных и редкоземельных элементов – методом ICP–MS в лаборатории ЦНИГРИ. Пробы: 1 – эльджуртинский гранит, 2 – риолит.

составляет 1.982 ± 0.008 млн лет, а по данным [5], изотопный Rb–Sr-возраст, полученный по коллекции аплитов из вертикального разреза >3 км, составляет 2.12 ± 0.01 млн лет. Величины изотопного $^{40}Ar/^{39}Ar$-возраста (по биотиту) гранитов Эльджуртинского массива изменяются по разрезу от 2.2–2.5 млн лет в его кровельной части до 1.8–2.0 млн лет на уровне современного среза р. Баксан, и 1.2–1.4 млн лет в скважине на глубине около 3800 м [6]. Для риолитов был дополнительно получен изотопный K–Ar-возраст порядка 2.0–1.85 млн лет [7]. С использованием ионного микрозонда (SHRIMP) был получен изотопный U–Pb-возраст циркона эльджуртинских гранитов, составляющий 2.04 ± 0.03 млн лет [8].

Для изотопного U–Pb-анализа циркона методом LA–ICP–MS были отобраны проба гранита из верхней части Эльджуртинского массива и

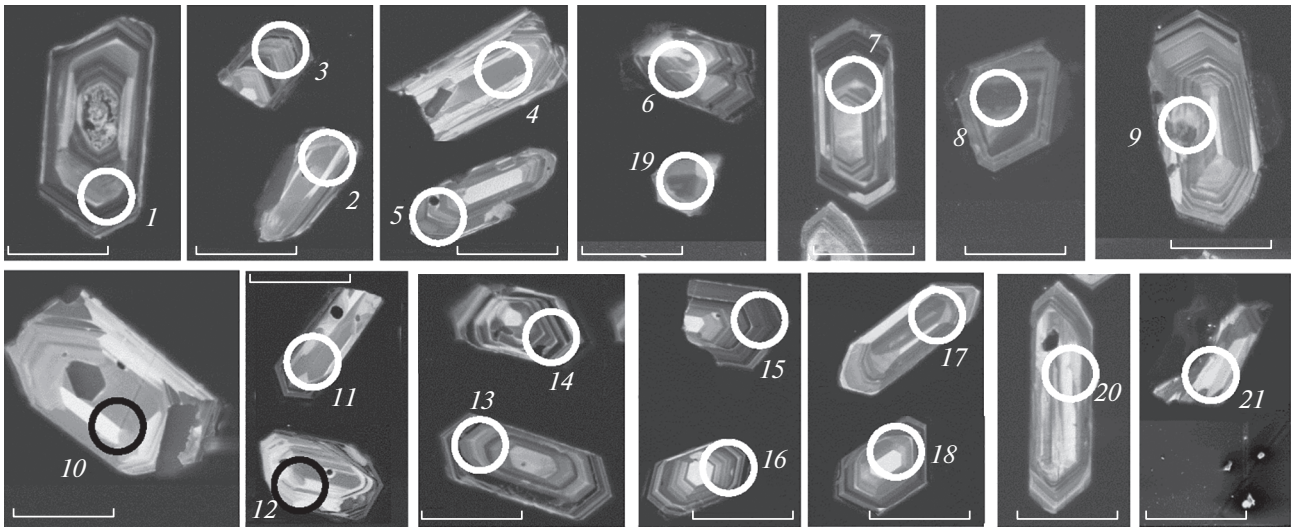

Рис. 2. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона из эльджуртинских гранитов Тырныауза. Окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в табл. 1. Длина масштабной линейки – 100 мкм.

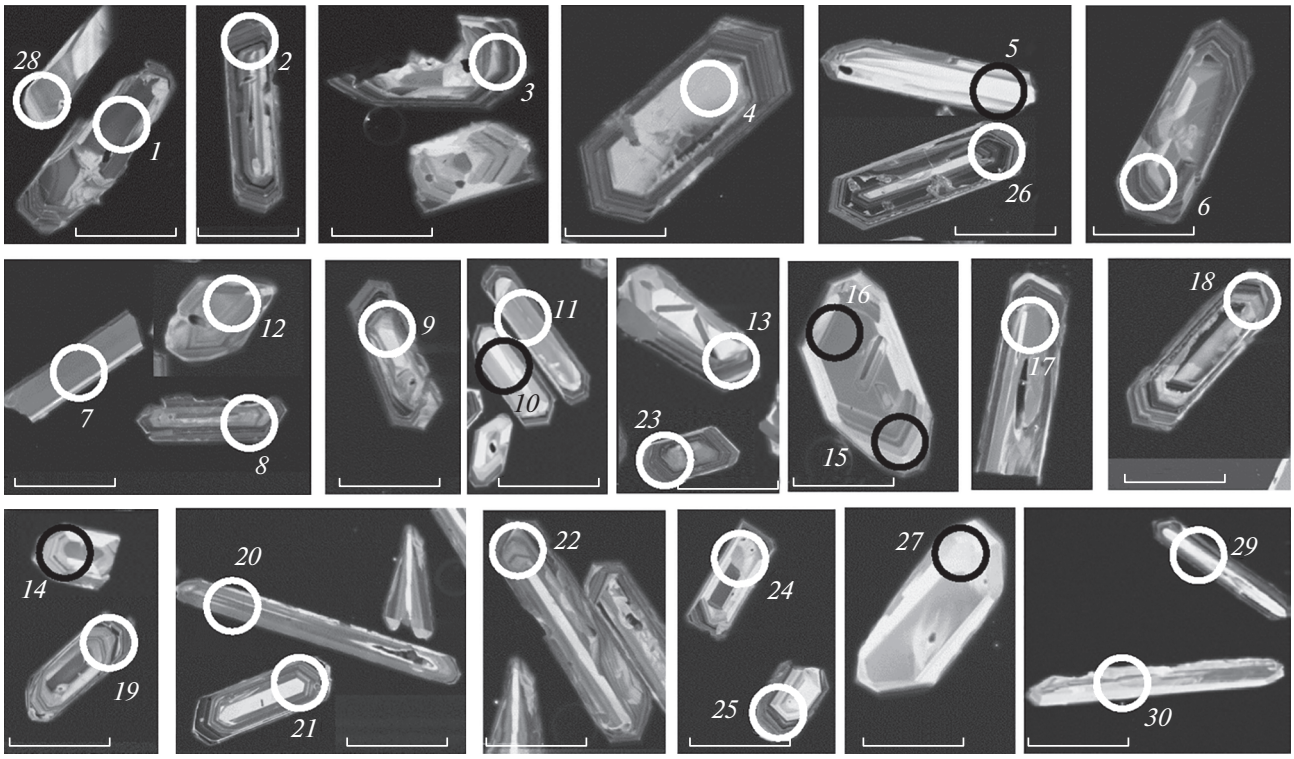

Рис. 3. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона из риолитов Тырныауза. Окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в табл. 2. Длина масштабной линейки – 100 мкм.

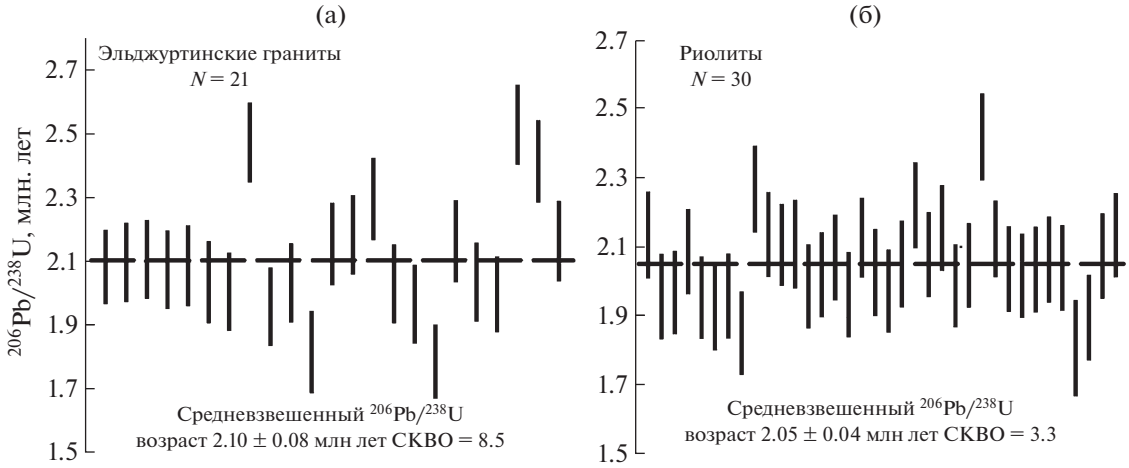

Рис. 4. Диаграммы значений средневзвешенного изотопного $^{206}Pb/^{238}U$ возраста для цирконов из эльджуртинских гранитов (а) и риолитов (б) Тырныауза.

проба риолита одного из некков (рис. 1). Отобранный эльджуртинский гранит содержит крупные фенокристаллы калиевого полевого шпата (ортоклаза до санидина), а также фенокристаллы кварца в среднезернистой биотит-кварц-полевошпатовой основной массе. Отобранный риолит (риолит-порфир) содержит фенокристаллы полевых шпатов и кварца, а также их оскольчатые фрагменты в тонкозернистой биотит-кварц-полевошпатовой основной массе. Химический состав изученных пород приведен в табл. 1.

Изотопные U–Pb-исследования циркона выполнены в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новоси-

Таблица 2. Результаты изотопных U/Pb-исследований цирконов из эльджуртинских гранитов Тырныауза

№ точки анализа	Содержание, г/т		Th/U	Изотопные отношения*					Возраст**, млн лет	
	^{206}Pb	U		$^{207}Pb/^{235}U$	1 σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1 σ	Rho	$^{206}Pb/^{238}U$	1 σ
1	1.32	4918	0.25	0.00221	0.00008	0.00031	0.00001	0.89	2.097	0.062
2	0.22	766	0.30	0.00318	0.00021	0.00032	0.00001	0.47	2.106	0.062
3	0.69	2503	0.16	0.00268	0.0001	0.00031	0.00001	0.86	2.074	0.062
4	0.14	496	0.34	0.0024	0.00024	0.00031	0.00001	0.32	2.086	0.063
5	0.49	1889	0.30	0.00193	0.00009	0.0003	0.00001	0.71	2.034	0.065
6	0.43	1617	0.25	0.00265	0.00013	0.0003	0.00001	0.68	2.005	0.062
7	0.65	2010	0.29	0.00276	0.00015	0.00037	0.00001	0.50	2.473	0.063
8	0.72	2796	0.18	0.00233	0.00009	0.00029	0.00001	0.89	1.958	0.062
9	0.36	1322	0.24	0.00221	0.00012	0.0003	0.00001	0.61	2.032	0.062
10	0.07	285	0.52	0.00226	0.00034	0.00027	0.00001	0.25	1.815	0.064
11	0.09	325	0.62	0.00205	0.00031	0.00032	0.00001	0.21	2.154	0.065
12	0.18	614	0.32	0.00301	0.00021	0.00033	0.00001	0.43	2.183	0.062
13	0.55	1849	0.17	0.00236	0.00013	0.00034	0.00001	0.53	2.295	0.065
14	0.85	3215	0.25	0.00221	0.0001	0.0003	0.00001	0.74	2.029	0.062
15	1.35	5320	0.20	0.00215	0.00008	0.00029	0.00001	0.93	1.965	0.062
16	0.47	1871	0.20	0.00415	0.00016	0.00028	0.00001	0.93	1.784	0.058
17	0.31	1105	0.30	0.00208	0.00015	0.00032	0.00001	0.43	2.163	0.065
18	0.16	557	0.40	0.00506	0.00026	0.00032	0.00001	0.61	1.997	0.060
19	0.58	1733	0.38	0.00292	0.00017	0.00038	0.00001	0.45	2.528	0.063
20	0.25	755	0.57	0.00244	0.00027	0.00036	0.00001	0.25	2.413	0.065
21	0.42	1510	0.25	0.00223	0.00018	0.00032	0.00001	0.39	2.163	0.063

Примечание. Rho – коэффициент корреляции ошибок значений изотопных отношений $^{207}Pb/^{235}U$ и $^{206}Pb/^{238}U$; * – без коррекции на нерадиогенный свинец и Th/U-неравновесность; ** – $^{206}Pb/^{238}U$-возраст с коррекцией на нерадиогенный свинец и Th/U-неравновесность согласно [17, 18].

бирск) с помощью масс-спектрометра высокого разрешения Element XR (“Thermo Fisher Scientific”) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (“Teledyne Cetac”), оснащенной двухкамерной ячейкой HelEx II. Данные о морфологии и внутреннем строении зерен циркона были получены по катодолюминесцентным изображениям и снимкам в отраженных электронах. Изображения в обратно рассеянных электронах и катодолюминесценции получены на сканирующем электронном микроскопе LEO-1430 (“Zeiss”). Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb при минимальном значении $^{248}ThO^+/^{232}Th^+$ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ^{202}Hg, $^{204}(Pb + Hg)$, ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th, ^{238}U. Диаметр лазерного луча составлял 50 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см^2. Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчет изотопных отношений, обрабатывали с помощью программы “Glitter” [13]. ^{235}U рассчитывался из ^{238}U на основе отношения $^{238}U/^{235}U$ = 137.818 [14]. Для учета элементного и изотопного фракционирования изотопные U–Pb-отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice [15]. Для контроля качества данных использован стандартный циркон GJ-1 [16]. Для зерен циркона с возрастом менее 3 млн лет необходимо учитывать влияние на полученный U/Pb-возраст неравновесности изотопной системы (связанную с образованием промежуточных изотопов в цепочках радиоактивного распада ^{238}U, ^{235}U), а также влияние нерадиогенного свинца. Данная коррекция проведена по методу [17, 18]. Поскольку для “молодых” зерен циркона характерен низкий радиогенный прирост по ^{207}Pb, возраст для них определятся по изотопному $^{206}Pb/^{238}U$-отношению и представляется в виде средневзвешенного значения. Расчет средневзвешенного значения $^{206}Pb/^{238}U$-возраста и построение диаграмм проведены с помощью программы Isoplot [19].

Таблица 3. Результаты изотопных U/Pb-исследований цирконов из риолитов Тырныауза

№ точки анализа	Содержание, г/т		Th/U	Изотопные отношения*					Возраст**, млн лет	
	^{206}Pb	U		$^{207}Pb/^{235}U$	1 σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1 σ	Rho	$^{206}Pb/^{238}U$	1 σ
1	0.75	2721	1.08	0.00233	0.00009	0.00032	0.00001	0.81	2.134	0.063
2	1.08	4201	0.27	0.00233	0.00013	0.00029	0.00001	0.62	1.956	0.062
3	0.62	2405	0.17	0.00327	0.00014	0.0003	0.00001	0.78	1.968	0.060
4	1.50	5610	0.10	0.00246	0.00008	0.00031	0.00001	0.99	2.086	0.062
5	0.13	507	0.32	0.00273	0.00031	0.00029	0.00001	0.30	1.927	0.064
6	0.75	3025	0.16	0.00302	0.00014	0.00028	0.00001	0.77	1.850	0.060
7	0.24	817	0.49	0.00267	0.00019	0.00034	0.00001	0.41	2.267	0.063
8	0.63	2265	0.21	0.00272	0.0001	0.00032	0.00001	0.85	2.135	0.062
9	0.57	1972	0.22	0.00437	0.00014	0.00033	0.00001	0.95	2.106	0.059
10	0.21	647	0.30	0.00883	0.00055	0.00037	0.00001	0.43	2.108	0.064
11	0.18	670	0.67	0.00391	0.00024	0.00031	0.00001	0.53	1.986	0.061
12	0.28	1008	0.25	0.00272	0.00016	0.00031	0.00001	0.55	2.069	0.062
13	0.74	2943	0.15	0.00216	0.00008	0.00029	0.00001	0.93	1.967	0.062
14	0.32	987	0.29	0.0075	0.00033	0.00036	0.00001	0.63	2.128	0.059
15	0.30	1147	0.21	0.00225	0.00014	0.0003	0.00001	0.54	2.027	0.062
16	0.25	912	0.31	0.00433	0.00025	0.00031	0.00001	0.56	1.972	0.060
17	0.19	674	0.95	0.00214	0.00019	0.00032	0.00001	0.35	2.050	0.063
18	1.19	4400	0.20	0.00191	0.00008	0.00028	0.00001	0.85	2.078	0.062
19	0.49	1724	0.21	0.00388	0.00017	0.00031	0.00001	0.74	2.155	0.062
20	0.30	1093	0.68	0.00308	0.00015	0.00031	0.00001	0.66	1.987	0.060
21	0.33	1222	0.26	0.00221	0.00017	0.00032	0.00001	0.41	2.046	0.061
22	0.36	1159	0.36	0.00857	0.00025	0.00037	0.00001	0.93	2.418	0.063
23	1.47	5531	0.14	0.00214	0.00016	0.00031	0.00001	0.43	2.036	0.062
24	0.15	485	0.19	0.00218	0.00009	0.0003	0.00001	0.81	2.016	0.060
25	0.81	3125	0.12	0.00844	0.0005	0.00036	0.00001	0.47	2.034	0.062
26	2.54	9753	0.11	0.00574	0.00068	0.0003	0.00001	0.28	2.039	0.062
27	0.04	152	0.66	0.00222	0.00016	0.00028	0.00001	0.50	1.807	0.070
28	0.48	1886	0.22	0.00199	0.00013	0.00028	0.00001	0.55	1.895	0.062
29	0.23	752	0.35	0.00388	0.00021	0.00033	0.00001	0.56	2.073	0.062
30	0.53	1794	0.37	0.71984	0.0135	0.08853	0.00162	0.98	2.134	0.061

Примечание. Rho – коэффициент корреляции ошибок значений изотопных отношений $^{207}Pb/^{235}U$ и $^{206}Pb/^{238}U$; * – без коррекции на нерадиогенный свинец и Th/U-неравновесность; ** – $^{206}Pb/^{238}U$-возраст с коррекцией на нерадиогенный свинец и Th/U-неравновесность согласно [17, 18].

Кристаллы циркона в изученной пробе эльджуртинского гранита представлены прозрачными розовыми, хорошо ограненными индивидуумами удлиненно-призматической формы длиной 100–150 мкм с коэффициентом удлинения порядка 3–4 (рис. 2). В CL-изображении в большинстве кристаллов наблюдаются разных размеров светлое незональное ядро призматической формы и тонкозональная светлая оболочка. Кристаллы циркона в изученной пробе риолита представлены прозрачными бесцветными, хорошо ограненными индивидуумами, большинство из которых, однако, характеризуются резко удлиненной (иногда игольчатой) призматической формой, с длиной до 300 мкм и коэффициентом удлинения порядка 7–10, иногда более (рис. 3). Меньшая часть кристаллов циркона в риолите представлена более короткими призматическими кристаллами длиной 80–100 мкм и коэффициентом удлинения порядка 2 (рис. 3). В CL-изображении в большинстве кристаллов также наблюдаются разных размеров светлое незональное ядро призматической формы и тонкозональная светлая оболочка.

Изотопные U–Pb-анализы были выполнены для 21 зерна циркона эльджуртинских гранитов и для 30 зерен циркона риолитов (табл. 2, 3; рис. 2, 3). Поскольку для проанализированных "молодых" зерен (моложе 3 млн лет) циркона характерны низкие содержания ^{207}Pb, а результаты датирования каждого отдельного зерна располагаются в области погрешности измерений, оценочный возраст определен по изотопному ^{206}Pb/^{238}U-отношению и представлен в виде средневзвешенного значения. Соответственно, для изученной выборки циркона из эльджуртинских гранитов средневзвешенный изотопный U–Pb-возраст составляет 2.10 ± 0.08 млн лет (СКВО = 8.5) (рис. 4а). Для изученной выборки циркона из риолитов средневзвешенный изотопный U–Pb-возраст составляет 2.05 ± 0.04 млн лет (СКВО = 3.3) (рис. 4б). Призматический облик и отчетливая осцилляторная зональность акцессорного циркона из эльджуртинских гранитов и риолитов Тырныауза, отвечающего, по-видимому, "автокристам" этого минерала [20], свидетельствуют о его магматическом происхождении. Это дает основания полагать, что полученные значения средневзвешенного изотопного U–Pb-возраста соответствуют времени кристаллизации указанных пород.

Для изученных кристаллов циркона отмечены некоторые вариации значений изотопного U–Pb-возраста, составляющие в целом 1.78–2.53 млн лет для циркона из эльджуртинских гранитов и 1.81–2.42 млн лет для циркона из риолитов. При этом получены несколько более древние значения возраста в ядрах кристаллов (до 2.47 млн лет в эльджуртинских гранитах и обычно более 2 млн лет в риолитах). Однако, как более древние (до 2.3 млн лет в эльджуртинских гранитах и до 2.42 млн лет в риолитах), так и молодые (до 1.82 млн лет в эльджуртинских гранитах, до 1.85 млн лет в риолитах) значения возраста отмечены и в периферических зонах кристаллов циркона. Устойчивой разницы датировок кристаллов циркона разной (от коротко-призматической до игольчатой) формы в риолитах не выявлено.

Небольшой разброс значений датировок разных зерен предполагает относительно быструю кристаллизацию циркона и соответствующих магматических пород-"хозяек". При этом рассчитанные средневзвешенные значения изотопных U–Pb-возрастов подчеркивают короткий временной разрыв между эпизодами кристаллизации эльджуртинских гранитов и пересекающих их риолитов, составлявший, по полученным новым изотопным U–Pb (LA–ICP–MS)-данным, около 50 тыс. лет.

Таким образом, полученные изотопные U–Pb-данные подтверждают неогеновый (плейстоценовый, около 2 млн лет) возраст становления эльджуртинских гранитов и прорывающих их риолитов, ранее определенный для этих пород изотопными K–Ar-, Rb–Sr-, а для эльджуртинских гранитов – также изотопными ^{40}Ar/^{39}Ar- и U–Pb-методами [3–8]. Полученные данные согласуются с наблюдаемой возрастной последовательностью внедрения и кристаллизации эльджуртинских гранитов и риолитов, лишь с небольшим временным разрывом между ними. Вместе с этим большее разнообразие морфологических типов кристаллов циркона в риолитах предполагает более сложную историю кристаллизации этих пород, чем непосредственное фракционирование риолитов при дифференциации магмы эльджуртинских гранитов. Последнее, в том числе, могло быть связано с возможной большей автономностью питающих их магматических очагов, на что указывает и меньшая (по сравнению с эльджуртинскими гранитами) кремнекислотность риолитов, фактически отвечающих по составу риолито-дацитам. В целом изотопный U–Pb (LA–ICP–MS)-метод показал свою эффективность для определения возраста циркона из молодых (менее 3 млн лет) магматических пород.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны А.В. Тышкевич (ЦНИГРИ) за отбор и подготовку проб цирконов.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта Российской Федерацией в лице Минобрнауки России (проект № 075-15-2020-802).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы подтверждают отсутствие у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Пэк А.В.* Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырныауз. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 168 с.
2. *Ляхович В.В.* Связь оруденения с магматизмом (Тырныауз). М.: Наука. 1976. 424 с.
3. *Борсук А.М., Аракелянц М.М., Шанин Л.Л.* Этапы кайнозойского гранитоидного магматизма и молибденового оруденения на Северном Кавказе по геологическим и радиологическим данным // Известия АН СССР. Серия геол. 1972. № 2. С. 135–138.
4. *Журавлев Д.З., Негрей Е.В.* Синхронность формирования Эльджуртинского гранита и рудоносных метасоматитов Тырныауза (Северный Кавказ) по данным Rb-Sr метода // ДАН. 1993. Т. 332. № 4. С. 483–487.
5. *Костицын Ю.А., Кременецкий А.А.* Возраст заключительного магматического этапа эльджуртинского

гранита: Rb-Sr-изотопное датирование аплитов // Геохимия. 1995. № 7. С. 925–931.

6. *Hess J.C., Lippolt H.J., Gurbanov A.G., Michalski I.* The Cooling History of the Late Pliocene Eldzhurtinskiy Granite (Caucasus, Russia) and the Thermochronological Potential of Grain-size/Age Relationships // Earth and Planet. Sci. Lett. 1993. V. 117 (3–4). P. 393–406.
7. *Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Аракелянц М.М.* Продолжительность молодого (плиоценового) интрузивного магматизма в Тырныауз-ском рудном поле, Северный Кавказ: новые K-Ar и Rb-Sr данные // ДАН. 2004. Т. 396. № 2. С. 244–248.
8. *Grün R., Tani A., Gurbanov A., Koshchug D., Williams I., Braun J.* A New Method for the Estimation of Cooling and Denudation Rates Using Paramagnetic Centers in Quartz: A Case Study on the Eldzhurtinskiy Granite, Caucasus // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. P. 17531–17549.
9. *Ito H., Tamura A., Morishita T., Arai S., Arai F., Kato O.* Quaternary Plutonic Magma Activities in the Southern Hachimantai Geothermal Area (Japan) Inferred from Zircon LA-ICP-MS U–Th–Pb Dating Method. // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2013. V. 265. P. 1–8.
10. *Paquette J.L., Mergoil-Daniel J.* Origin and U–Pb Dating of Zircon-bearing Nepheline Syenite Xenoliths Preserved in Basaltic Tephra Massif Central, France) // Contrib. Mineral. Petrol. 2009. V. 158. P. 245–262.
11. *Sliwinski J.T., Guillong M., Liebske C., Dunkl I., von Quadt A., Bachmann O.* Improved accuracy of LA-ICP-MS U-Pb Ages of Cenozoic Zircons by Alpha Dose Correction // Chemical Geology. 2017. V. 472. P. 8–21.
12. *Докучаев А.Я., Носова А.А.* Рудная минерализация в разрезе Тырныаузской глубокой скважины (Северный Кавказ) // Геология рудных месторождений. 1994. № 3. С. 218–229.
13. *Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.* GLITTER: Data Reduction Software for Laser Ablation ICP-MS // Sylvester, P. (ed.), Miner. Assoc. of Canada, Short Course Series, 2008. V. 40. P. 307–311.
14. *Hiess J., Condon D.J., McLean N., Noble S.R.* $^{238}U/^{235}U$ Systematics in Terrestrial Uranium-bearing Minerals // Science. 2012. V. 335. P. 1610–1614.
15. *Slama J., Kosler J., Condon D.J., et al.* Plesovice Zircon—a New Natural Reference Material for U-Pb and Hf Isotopic Microanalysis // Chemical Geology. 2008. V. 249. № 1–2. P. 1–35.
16. *Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A.* The Application of Laser Ablation-inductively Coupled Plasma-mass Spectrometry to in situ U–Pb Zircon Geochronology. // Chemical Geology. 2004. V. 211. P. 47–69.
17. *Sakata S., Hirakawa S., Iwano H., et al.* A New Approach for Constraining the Magnitude of Initial Disequilibrium in Quaternary Zircons by Coupled Uranium and Thorium Decay Series Dating // Quaternary Geology. 2017. V. 38. P. 1–12.
18. *Sakata S.* A Practical Method for Calculating the U–Pb Age of Quaternary Zircon: Correction for Common Pb and Initial Disequilibria // Geochemical Journal. 2018. V. 52. P. 281–286.
19. *Ludwig K.* User's Manual for Isoplot 3.00 // Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA. 2003. P. 1–70.
20. *Miller J.S., Matzel J.E., Miller C.F., Burgess S.D., Miller R.B.* Zircon Growth and Recycling during the Assembly of Large, Composite Arc Plutons // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2007. V. 167. № 1/4. P. 282–299.

ISOTOPIC ZIRCON U–Pb (LA–ICP–MS) AGE OF THE ELDZHURTY GRANITE AND RHYOLITE AT THE TYRNYAUZ Mo–W DEPOSIT (NORTH CAUCASUS, RUSSIA)

S. G. Soloviev[a, #], S. G. Kryazhev[b], D. V. Semenova[c], Y. A. Kalinin[c], and Academician of the RAS N. S. Bortnikov[a]

[a] *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[b] *Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow, Russian Federation*

[c] *V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

[#] *E-mail: serguei07@mail.ru*

The paper presents the new data of the isotopic zircon U–Pb study (LA–ICP–MS method) on the biotite ("Eldzhurty") granite and the first data – on rhyolite at the giant Tyrnyauz W–Mo deposit (North Caucasus). The mean isotopic U–Pb age of zircons form the Eldzhurty granite is 2.10 ± 0.08 Ma, with variations from 1.78 to 2.53, whereas that of zircons from the rhyolite is 2.05 ± 0.04 Ma, with variations from 1.81 до 2.42 Ma. The data supports the Neogene (Pleistocene) age of the rock crystallization, is in agreement with the rock emplacement sequence observed, and emphasizes a short time span (about 50 000 years) between the magma emplacement events.

Keywords: isotopic U–Pb study, zircon, granitoids, Tyrnyauz W-Mo skarn deposit, North Caucasus