

УДК 553.46/552.32/550.93

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПНОМУ U–Pb-ВОЗРАСТУ ЦИРКОНА (МЕТОД LA–ICP–MS) ИЗ ЛЕЙКОКРАТОВЫХ ГРАНИТОВ Mo–W-МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЫРНЫАУЗ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ, РОССИЯ)

© 2021 г. С. Г. Соловьев^{1,*}, С. Г. Кряжев², Д. В. Семенова³,
Ю. А. Калинин³, академик РАН Н. С. Бортников¹

Поступило 20.01.2021 г.
После доработки 25.02.2021 г.
Принято к публикации 01.03.2021 г.

Приведены первые данные изотопного U–Pb-исследования (метод LA–ICP–MS) циркона из лейкократовых гранитов гигантского Mo–W-месторождения Тырнауз (Сев. Кавказ). Внедрение этих гранитов разделило этапы формирования Mo–W-скарнов и более молодых крупных штокверков с Mo-оруденением. Среди выделенных зерен циркона установлены два типа. Первый тип представлен редкими таблитчатыми и короткопризматическими кристаллами (ксенокритами) “древнего” циркона, с широкими вариациями изотопного U–Pb-возраста (от порядка 300 до почти 1500 млн лет). Второй тип представлен более широко распространенными удлиненно-призматическими кристаллами “молодого” циркона, средневзвешенный изотопный U–Pb-возраст которого (2.67 ± 0.04 млн лет) отвечает времени кристаллизации лейкократовых гранитов.

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

DOI: 10.31857/S2686739721060153

Крупнейшее в России Mo–W-месторождение Тырнауз (Кабардино-Балкария) расположено на северном склоне Главного Кавказского хребта и приурочено к пересечению субширотной Пшекиш-Тырнаузской тектонической зоны, контролирующей размещение палеозойских интрузий, с меридиональной (Транскавказской) зоной скрытого линеамента. Последний контролирует размещение кайнозойских (неоген-четвертичных) интрузий. Месторождение включает Mo–W- и Mo-руды в апоскарновых метасоматитах и последующих жильно-прожилковых (штокверковых) системах (рис. 1), которые образовались в

результате эволюции гигантской магматогенно-флюидной системы, связанной с гранитоидами [1]. Внедрение наиболее ранних интрузий “трондьемитов” (кварцевых диоритов-тоналитов-гранодиоритов-плагиогранитов) и формирование крупных скарновых тел, несущих Mo–W-апоскарновое оруденение, могло протекать в позднем палеозое [2]. Напротив, масштабное штокверковое Mo-оруденение и последующая Mo–W–Bi–Te–Au-минерализация являются более молодыми (неогеновыми) [3, 4].

Лейкократовые граниты (рис. 1) признаны в качестве важного возрастного и генетического репера в ходе многократного внедрения гранитоидных магм и развития сопряженных магматогенно-гидротермальных рудообразующих систем Тырнауза [1]. Отнесение этих пород к “палеоинтрузиям” либо “неоинтрузиям” имеет критическое значение для расшифровки истории формирования этого уникального месторождения. Для решения данной задачи авторами впервые было проведено локальное изотопное U–Pb-датирование циркона из лейкократовых гранитов с помощью метода лазерной абляции с ионизацией в индуктивно-связанной плазме с масс-спектро-

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: sergei07@mail.ru

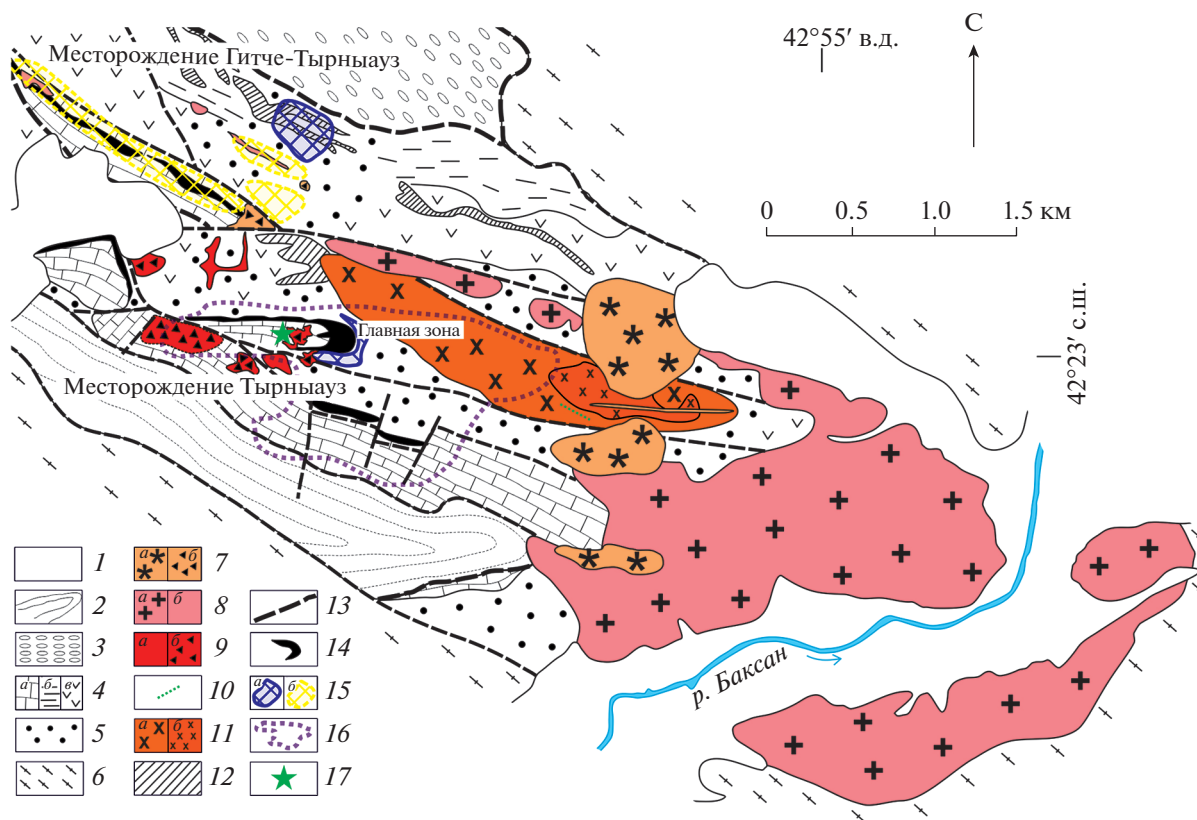


Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Тырныауз (по [1, 2]). 1 – аллювиальные четвертичные отложения, 2 – нижнеюрские отложения (черные сланцы, конгломераты, песчаники), 3 – верхнекаменноугольные молассовые отложения (конгломераты и песчаники), 4 – девонские и нижнекаменноугольные отложения: известняки, мраморы (а), аргиллиты, филлиты (б), вулканогенные породы (лавы и туфы андезитов) (в), 5 – биотитовые роговики по девон-нижнекаменноугольным терригенным и вулканогенным породам, б – протерозойские кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты, 7 – штоки и дайки риолитов (а) и магматические брекчии с предположительно риолитовым цементом (б), 8 – биотитовые граниты Эльджуртинского массива (“эльджуртинские граниты”) (а) и предположительно “постэльджуртинские” дайки и штоки аплитов (б), 9 – лейкократовые граниты (а) и их магматические брекчии (б), 10 – дайки основных пород, 11 – породы массива “трондьемитов”: тоналиты-гранодиориты (а), плагиограниты (б), 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 (а) и золотой минерализацией (б), 16 – контуры карьера, 17 – место отбора пробы.

метрическим окончанием (LA–ICP–MS). Этот 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, [5–7]). Циркон считается надежным геохронометром, так как он практически не подвергается преобразованиям при наложении последующих процессов, что важно при датировании магматических пород в зонах постмагмати-

ческого рудообразования. Ниже приводятся результаты выполненного исследования.

Лейкократовые граниты внедрились позже образования скарнов с апоскарновой Mo–W-минерализацией, так как содержат их ксенолиты, но предшествуют образованию послескарновых Mo (кварц-молибденитовых) штокверков [1]. Более молодые биотитовые (эльджуртинские) граниты и риолиты, возраст которых по данным K–Ar- и Rb–Sr-изотопного датирования около 2 млн лет [3], пересекают и срезают крупные тела Mo–W-скарнов, лейкократовые граниты и кварц-молибденитовые штокверки [1, 2], но, в свою очередь, сопровождаются кварц-сульфидными штокверками с Mo–W–Bi–Te–Au-минерализацией [4].

Лейкократовые граниты слагают серию небольших штоковидных, с многочисленными апо-

Таблица 1. Химический и редкоэлементный состав изученной пробы лейкократовых гранитов месторождения Тырнауз

мас. %				г/т (ppm)											
SiO ₂	74.34	CaO	1.15	Ba	384	Li	18.8	Sn	8.21	Cu	24.0	Sm	2.89	Tm	0.22
TiO ₂	0.30	Na ₂ O	4.90	Sr	245	Be	3.31	Cs	3.85	Zn	50.5	Eu	0.83	Yb	1.29
Al ₂ O ₃	13.42	K ₂ O	2.93	Co	2.32	Zr	85.1	Hf	3.18	Pb	22.7	Gd	2.40	Lu	0.21
Fe ₂ O ₃	0.41	P ₂ O ₅	0.06	Ni	5.16	Nb	18.5	Ta	7.10	La	31.6	Tb	0.42		
FeO	1.17	LOI	0.73	V	19.5	Y	12.2	Ga	17.4	Ce	55.5	Dy	2.32		
MnO	0.05	Total	100.55	Cr	16.5	Mo	4.51	Th	21.2	Pr	5.61	Ho	0.51		
MgO	1.09			Rb	139	W	3.78	U	4.95	Nd	17.7	Er	1.34		

Примечание. Анализы породообразующих оксидов выполнены рентгенофлуоресцентным методом, FeO – волюмометрическим методом, рассеянных и редкоземельных элементов – методом ICP-MS в лаборатории ЦНИГРИ.

физами, сложноветвящихся интрузивных тел, а также цементируют обломки в магматических брекчиях, распространенных в центральной части рудного поля в целом на площади около 1.5×1 км (рис. 1). Наиболее известны штоки “Паук” и “Самолет”, причем первый находится непосредственно под крупным скарновым телом Главной рудной зоны месторождения и в “фокусе” частично окружающего его молибденитового штокверка. По данным [2], апофизы штока “Паук” пересекают скарны Главной рудной зоны месторождения. Вдоль контактов лейкократовых гранитов развиты небольшие зоны пироксен-гранат-кварцевых метасоматитов. Породы штока “Паук” в разных объемных соотношениях содержат угловатые обломки-ксенолиты вмещающих пород (биотитовых и пироксеновых роговиков, мраморов, вероятно, “трондьемитов” и др., а также скарнов) и, таким образом, по крайней мере, участками также являются магматические брекчии, цемент которых сложен лейкократовыми гранитами [1, 8].

Лейкократовые граниты – это светлые (белые, желтовато-белые), мелкозернистые равномерно-зернистые или слабопорфировидные породы с малым содержанием биотита (0–3 об. %) и варьирующими количествами плагиоклаза (олигоклаз; от 25–30 до 45–55 об. %), калишпата (ортоклаз; от 5–10 до 30–40 об. %) и кварца [1, 8]. Это определяет выделение существенно плагиоклазовых (“плагиограниты” или “лабрадоритовые граниты”, на контактах с мраморами), калишпат-плагиоклазовых и обогащенных магматическим кварцем фазовых и/или фациальных разновидностей, а также лейкогранит-порфиров. Развиты графические и пегматоидные структуры, участки (домены) с преобладанием плагиоклаза или кали-

евого полевого шпата, участки ритмично-полосчатого (“расслоенного”) полевошпат-кварцевого строения и другие признаки неравновесных условий кристаллизации флюидонасыщенной магмы. Акцессорные минералы включают магнетит, ильменит, циркон, апатит, сфен, монацит, ортит, а также красный гранат [1, 8].

Значительный разброс оценок возраста лейкократовых гранитов Тырнауза привел к длительной дискуссии по вопросу об отнесении лейкократовых гранитов Тырнауза или к палеоинтрузиям, или к неоинтрузиям. Первое K–Ar-датирование дало значение в 90 млн лет и 70 млн лет, а затем были получены более молодой изотопный K–Ar-возраст (от 20 ± 2 млн лет до 7.0 ± 1.5 млн лет) лейкократовых гранитов штока “Паук” и ортоклаза порфировидных выделений лейкократового гранит-порфира (2 млн лет) [9]. Предполагалось также омоложение изотопной K–Ar-системы лейкократовых гранитов в результате термального воздействия более молодых (эльджуртинских) гранитов [2, 3]. Напротив, на современных геологических картах лейкократовые граниты Тырнауза объединены с эльджуртинскими гранитами и риолитами в единый альпийский (неогеновый) тырнаузский вулканоплутонический комплекс [10].

Исследованные зерна циркона были выделены из фазовой (или фациальной?) разновидности лейкократовых гранитов, слагающих верхнюю часть штока “Паук” (рис. 1) и содержащих перемешанные угловатые, частично ассимилированные обломки биотитовых роговиков и, вероятно, других вмещающих пород. Цементирующие лейкократовые граниты в брекчии по объему преобладают над обломками; это мелкозернистые равномернозернистые до слабопорфировидных породы желтовато-белого цвета со сла-

бым кремевым оттенком, двуполевошпатовые, с количественным преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом. Химический состав гранитов приведен в табл. 1. Несмотря на стремление исключить присутствие ксенолитов в отобранном материале, полностью этого сделать не удалось (и, вероятно, невозможно из-за присутствия мельчайших обломков), как это видно ниже по разнообразию форм и других параметров выделенных зерен циркона.

Изотопные U–Pb-исследования циркона выполнены в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) с помощью масс-спектрометра высокого разрешения Element XR (“Thermo Fisher Scientific”) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (“Teledyne Cetac”). Морфология и внутреннее строение зерен циркона изучены 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 $^{248}\text{ThO}^+ / ^{232}\text{Th}^+$ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb} + \text{Hg})$, ^{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/см². Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчет изотопных отношений, обрабатывали с помощью программы “Glitter” [11]. ^{235}U рассчитывался из ^{238}U на основе отношения $^{238}\text{U} / ^{235}\text{U} = 137.818$ [12]. Для учета элементного и изотопного фракционирования изотопные U–Pb-отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартного циркона Plesovice [13]. Для контроля качества данных использован стандартный циркон GJ-1 [14]. Для стандарта зерен циркона GJ-1 получены оценки возраста 601 ± 5 и 605 ± 6 млн лет (2σ), что совпадает с оценками возраста, полученными методом ID-TIMS [14]. 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 [15, 16]. Для остальных зерен циркона с более древними значениями возраста проведена коррекция данных на нерадиогенный свинец по [17]. Поскольку для “молодых” зерен циркона характерен низкий радиогенный прирост по ^{207}Pb , а результаты датирования каждого

отдельного зерна располагаются в области погрешности измерений, возраст для них определен по изотопному $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ -отношению и представлен в виде средневзвешенного значения. Расчет средневзвешенного значения $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ -возраста и построение диаграммы проведены с помощью программы Isoplot [18].

Всего исследовано 28 зерен циркона (рис. 2), и среди них различаются два типа. Тип 1 – это бесцветные, желтоватые, светло-розовые или светло-бурые мутные таблитчатые или коротко-призматические кристаллы длиной 40–50 мкм с коэффициентом удлинения порядка 1.5–2 (рис. 2). Тип 2 – прозрачные бесцветные, хорошо ограниченные удлиненно-призматические кристаллы длиной до 120 мкм с коэффициентом удлинения порядка 2–3 (рис. 2). Зерна этого типа наиболее распространены. В CL-изображении во многих кристаллах типа 2 наблюдаются разных размеров светлое незональное ядро призматической формы и тонкозональная светлая оболочка.

Выделенным морфологическим типам кристаллов циркона соответствуют значительные различия их изотопного U–Pb-возраста (табл. 2, 3). Тип 1 включает несколько популяций “древнего” циркона, изотопный U–Pb-возраст которого лежит в области от порядка 300 до почти 1500 млн лет. “Древние” датировки получены также для ядерных зон удлиненно-призматических кристаллов циркона. Тип 2 включает зерна “молодого” циркона с изотопным U–Pb-возрастом порядка 2.5–2.9 млн лет. Поскольку для проанализированных “молодых” зерен (моложе 3 млн лет) циркона характерны низкие содержания ^{207}Pb , оценочный возраст определен по $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ -изотопному отношению и представлен в виде средневзвешенного значения. Соответственно, в изученной выборке для “молодого” циркона (20 зерен) средневзвешенный $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ -возраст составляет 2.67 ± 0.04 млн лет (СКВО = 1.8). Однако небольшой разброс результатов датирования каждого зерна предполагает относительно быструю кристаллизацию циркона и лейкократовых гранитов.

Призматический облик и отчетливая осцилляторная зональность “молодого” циркона из изученных лейкократовых гранитов Тырнауза, отвечающего, по-видимому, “автокристам” этого минерала [19], свидетельствуют о его магматическом происхождении. Это дает основания полагать, что полученный средневзвешенный изотопный U–Pb-возраст 2.67 ± 0.04 млн лет (рис. 3; табл. 3) соответствует времени кристаллизации лейкократовых гранитов. Напротив, разновозрастные “древние” зерна циркона, по-видимому, являются ксеногенными (“ксенокристами”) или “унаследованными” [19], захваченными как из ксенолитов брекчии, так и других вмещающих

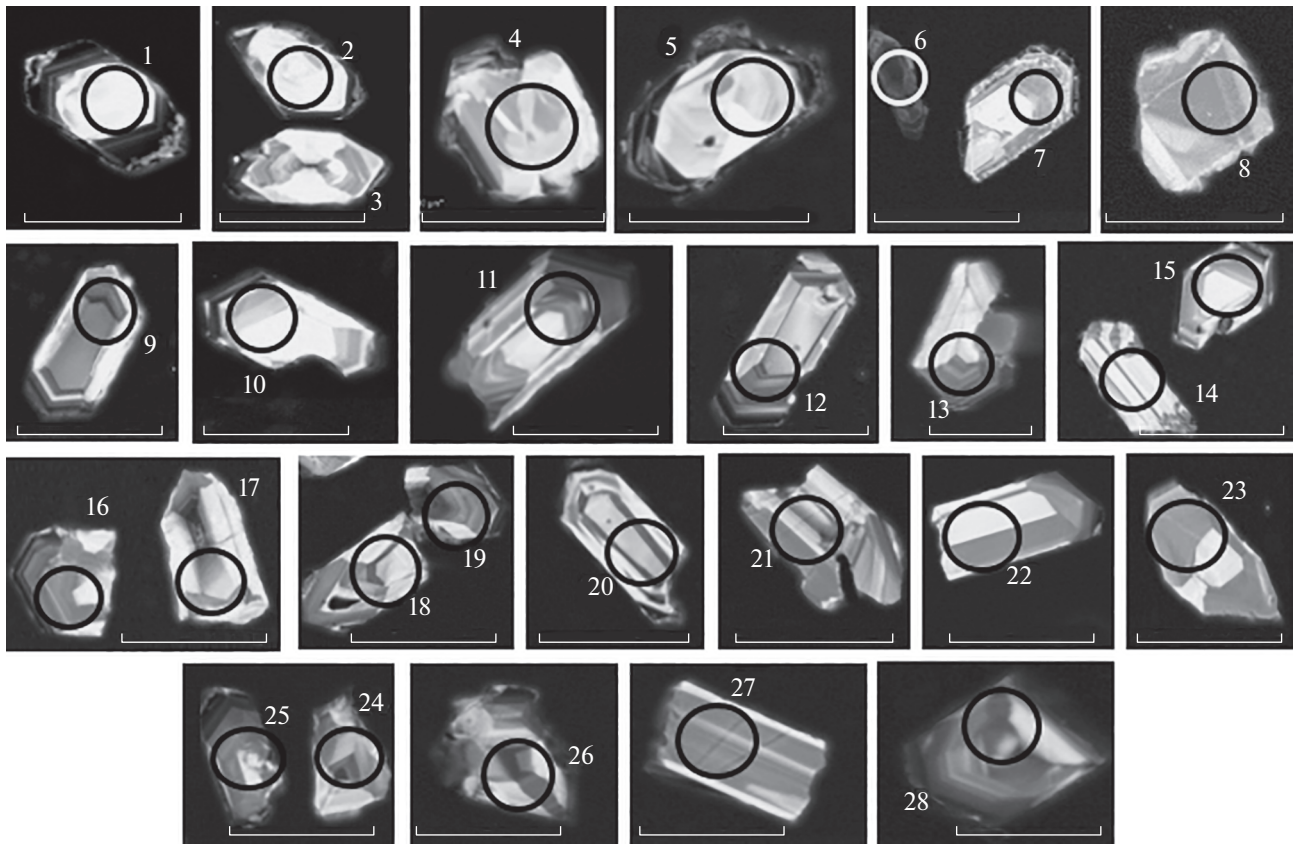


Рис. 2. Катодолуминесцентные изображения кристаллов циркона из лейкократовых гранитов месторождения Тырнауз. Окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в таблицах 2 и 3. Длина масштабной линейки – 100 мкм.

пород, через которые внедрялась магма лейкократовых гранитов или ее материнский расплав. В числе последних можно предполагать позднепалеозойские гранитоиды и различные еще более

древние образования, возможно, породы метаморфического фундамента орогена. Возраст одного из “ксенокристов” циркона (308 млн лет) совпадает в пределах ошибки со значением изо-

Таблица 2. Результаты U/Pb-изотопных исследований “древних” зерен циркона из лейкократовых гранитов месторождения Тырнауз

№ точки анализа	Содержание, г/т		Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	^{206}Pb	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ	
1	150	636	0.33	3.28642	19.4	0.25481	2.6	0.1	1478	574	1463	76	1.0
2	11	148	0.68	0.69211	3.2	0.08638	1.8	0.6	534	34	534	20	0.0
3	54	1072	0.74	0.42069	2.8	0.05689	1.8	0.6	357	20	357	13	0.0
4	15	349	0.38	0.33741	3.1	0.04695	1.8	0.6	295	18	296	11	-0.2
5	43	488	0.75	0.84412	2.9	0.10131	1.8	0.6	622	36	622	23	-0.1
6	35	811	0.64	0.35433	2.9	0.04891	1.8	0.6	308	18	308	11	0.1
7	50	1064	0.33	0.39564	2.8	0.05389	1.8	0.6	339	19	338	12	0.1
8	87	1142	1.00	0.69900	2.7	0.08704	1.8	0.6	538	30	538	19	0.1

Примечание. Rho – коэффициент корреляции ошибок изотопных отношений. D – дискордантность.

Таблица 3. Результаты U/Pb-изотопных исследований “молодых” зерен циркона из лейкократовых гранитов месторождения Тырнауз

№ точки анализа	Содержание, г/т		Th/U	Изотопные отношения*					Возраст**, млн лет	
	²⁰⁶ Pb _c	U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ
9	2.46	6370	0.52	0.00606	0.00015	0.00043	0.00001	0.94	2.681	0.060
10	0.47	1279	0.37	0.00301	0.00019	0.00041	0.00001	0.39	2.729	0.064
11	1.00	2720	0.54	0.00351	0.00014	0.00041	0.00001	0.61	2.692	0.062
12	2.12	5602	0.31	0.00297	0.00009	0.00042	0.00001	0.79	2.803	0.063
13	1.10	2937	0.51	0.00596	0.00019	0.00042	0.00001	0.75	2.619	0.060
14	0.46	1307	0.43	0.00335	0.00023	0.00039	0.00001	0.37	2.573	0.063
15	0.35	976	0.32	0.00294	0.00026	0.00040	0.00001	0.28	2.665	0.064
16	0.91	2461	0.38	0.00292	0.00014	0.00041	0.00001	0.51	2.735	0.063
17	0.92	2579	0.54	0.00279	0.00015	0.00040	0.00001	0.47	2.668	0.063
18	0.71	2066	0.51	0.00274	0.00017	0.00039	0.00001	0.41	2.605	0.063
19	0.85	2355	0.41	0.00321	0.00018	0.00041	0.00001	0.43	2.718	0.063
20	0.74	2203	0.73	0.00338	0.00025	0.00039	0.00001	0.35	2.558	0.064
21	0.75	2073	0.53	0.00382	0.00020	0.00041	0.00001	0.47	2.677	0.063
22	0.33	936	0.46	0.00281	0.00032	0.00040	0.00001	0.22	2.670	0.066
23	0.39	1110	0.34	0.00306	0.00027	0.00039	0.00001	0.29	2.592	0.064
24	0.82	2348	0.57	0.00282	0.00016	0.00039	0.00001	0.45	2.601	0.063
25	0.77	2081	0.39	0.00357	0.00018	0.00042	0.00001	0.47	2.765	0.063
26	1.07	2827	0.53	0.00321	0.00018	0.00043	0.00001	0.41	2.850	0.063
27	0.48	1399	0.87	0.00431	0.00024	0.00039	0.00001	0.46	2.498	0.062
28	1.07	2968	0.53	0.00438	0.00017	0.00041	0.00001	0.63	2.645	0.062

Примечание. Rho – коэффициент корреляции ошибок изотопных отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U и ²⁰⁶Pb/²³⁸U; * – без коррекции на нерадиогенный свинец и Th/U неравновесность; ** – ²⁰⁶Pb/²³⁸U-возраст с коррекцией на нерадиогенный свинец и Th/U-неравновесность согласно [16, 17].

топного U–Pb-возраста (302 ± 4 млн лет) “трондьемитов” Тырнауза [20].

Полученные данные позволяют уверенно отнести изученные лейкократовые граниты Тыр-

науза к неинтрузиям, сформированным в альпийское (неогеновое) время. Эти породы представляют собой обособленную интрузивную фазу или этап становления неинтрузий Тырнауза. Их внедрение происходило на 500–600 тыс. лет раньше эльджуртинских гранитов, датированных возрастом около 2 млн лет (например, в диапазоне от 2.0 ± 0.2 до 1.9 ± 0.15 млн лет, по данным K–Ar-метода [9]). Это согласуется с известной “некомплементарностью” составов лейкократовых и последующих эльджуртинских гранитов [1], как и с наличием сопровождающих лейкократовые граниты аплитов и других жильных дериватов. Это позволяет согласиться с неогеновым возрастом Mo-оруденения, образование которого происходило после внедрения лейкократовых гранитов и продолжалось затем до и после внедрения эльджуртинских гранитов. С формированием кварц-полевошпат-молибденитовых прожилков в неогене согласуются данные по их изотопному K–Ar-возрасту (1.60 ± 0.25 млн лет по калиевому полевому шпату [9]).

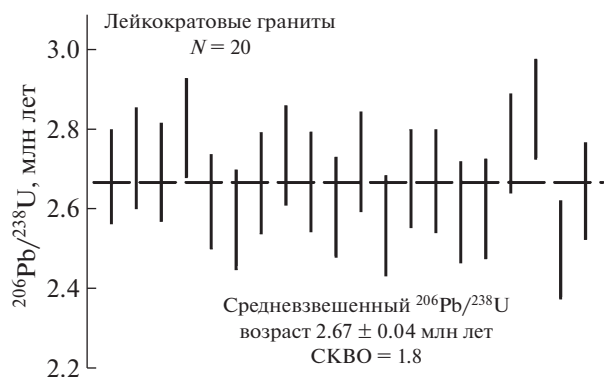


Рис. 3. Диаграмма средневзвешенного изотопного U–Pb-возраста для “молодых” зерен циркона из лейкократовых гранитов месторождения Тырнауз.

Таким образом, изученные лейкократовые граниты представляют собой обособленную раннюю интрузивную фазу или этап становления неинтрузий Тырнауза. Эти данные позволяют усовершенствовать представления об истории магматизма на месторождении Тырнауза.

БЛАГОДАРНОСТИ

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

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (проект № 075-15-2020-802).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы подтверждают отсутствие у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ляхович В.В. Связь оруденения с магматизмом (Тырнауза). М.: Наука, 1976. 424 с.
2. Курдюков А.А. Эволюция термального метаморфизма Тырнаузского рудного поля и связанного с ним оруденения // Геология рудных месторождений. 1984. № 4. С. 34–43.
3. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Аракелянц М.М. Продолжительность молодого (плиоценового) интрузивного магматизма в Тырнаузском рудном поле, Северный Кавказ: новые К-Аг и Rb-Sr данные // ДАН. 2004. Т. 396. № 2. С. 244–248.
4. Докучаев А.Я., Носова А.А. Рудная минерализация в разрезе Тырнаузской глубокой скважины (Северный Кавказ) // Геология рудных месторождений. 1994. № 3. С. 218–229.
5. 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.
6. Paquette J.L., Mergoïl-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.
7. 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.
8. Курдюков А.А. Условия образования лейкократовых гранитоидов Тырнауза // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1982. № 11. С. 95–104.
9. 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.
10. Письменный А.Н., Пичужков А.Н., Зарубина М.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200000 (издание второе). Серия Кавказская. Листы К-38-I, VII (Кисловодск). Объяснительная записка. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2004. 364 с.
11. 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.
12. Hiess J., Condon D.J., McLean N., Noble S.R. $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ Systematics in Terrestrial Uranium-bearing Minerals. // Science. 2012. V. 335. P. 1610–1614.
13. 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.
14. 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.
15. 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.
16. Sakata S. A Practical Method for Calculating the U–Pb Age of Quaternary Zircon: Correction for Common Pb and Initial Disequilibrium // Geochemical Journal. 2018. V. 52. P. 281–286.
17. Andersen T. Correction of Common Lead in U–Pb Analyses that do not Report ^{204}Pb // Chemical Geology. 2002. V. 192. P. 59–79.
18. Ludwig K. User's Manual for Isoplot 3.00. // Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA. 2003. P. 1–70.
19. 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.
20. Соловьев С.Г., Кряжев С.Г., Семенова Д.В., Калинин Ю.А., Бортников Н.С. Позднепалеозойский возраст интрузивных пород массива “трондьмитов” Мо–W-месторождения Тырнауза (Северный Кавказ, Россия): первые результаты U–Pb-изотопного датирования циркона (метод LA-ICP-MS). // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 2. С. 116–121.

**FIRST DATA ON ISOTOPIC ZIRCON U–Pb AGE (LA–ICP–MS METHOD)
OF THE LEUCOCRATIC GRANITE 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 first data of the isotopic zircon U–Pb study (LA–ICP–MS method) on the leucocratic granite at the giant Tyrnyauz W–Mo deposit (North Caucasus). The leucocratic granite emplacement separated the W–Mo skarn and younger large Mo stockwork formation. Two types of zircons are distinguished. The first type is represented by rare and likely xenocrystic tabular to short-prismatic crystals of an “ancient” zircon, with the broad variations of its isotopic U–Pb age (from about 300 Ma to almost 1500 Ma). The second type is represented by more abundant long-prismatic crystals of a “young” zircon; its mean isotopic U–Pb age (2.67 ± 0.04 Ma) corresponds to the time of the leucocratic granite crystallization.

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