

УДК 553.46/552.32/550.93

ИЗОТОПНЫЙ U–Pb-ВОЗРАСТ ЦИРКОНА (МЕТОД LA-ICP-MS) ИЗ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ГЕНЕЗИСА Mo–W-МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЫРНЫАУЗ (СЕВ. КАВКАЗ)

© 2021 г. С. Г. Соловьев^{a, *}, С. Г. Кряжев^b, Д. В. Семенова^c, Ю. А. Калинин^c,
В. С. Кряжев^d, М. С. Емкужев^d, Н. С. Бортников^{a, e}

^aИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

^bЦентральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных
и благородных металлов, Варшавское шоссе, 129-1, Москва, 117545 Россия

^cИнститут геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, просп. Ак. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^dАО Росгеология, Херсонская ул., 43-3, Москва, 117246 Россия

^eВсероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Средний просп. Васильевского острова, 74, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: serguei07@mail.ru

Поступила в редакцию 20.01.2021 г.

После доработки 23.04.2021 г.

Принята к публикации 28.04.2021 г.

Выполненные определения изотопного U–Pb-возраста циркона (метод LA-ICP-MS) в главных типах магматических пород подчеркивают присутствие на месторождении интрузий как неогенового, так и более древнего (вплоть до позднепалеозойского) возраста. Наиболее ранними являются породы массива “трондьемитов”, которые внедрились в позднем палеозое. Данный возраст пород массива “трондьемитов”, подтвержденный изотопным U–Pb-методом (302 ± 4 млн лет) по циркону из пород его главной интрузивной фазы (тоналитов-гранодиоритов), согласуется с проявлением позднепалеозойской эпохи вольфрамоносного магматизма и ассоциирующего W-оруденения на Северном Кавказе (в Передовом хребте) и допускает возможность позднепалеозойского возраста крупных тел измененных скарнов с W-минерализацией на месторождении Тырнауз. На следующем, неогеновом этапе происходило внедрение лейкократовых гранитов с формированием тел магматических брекчий, внедрением сопровождающей дайковой свиты аплитов и развитием интенсивной молибденовой (с подчиненным W) минерализации в крупных жильно-прожилковых, штокверковых системах. Изотопный U–Pb-возраст циркона в лейкократовых гранитах составляет 2.67 ± 0.04 млн лет. Далее были сформированы крупный массив биотитовых (эльджуртинских) гранитов и связанная с ним свита даек аплитов и аляскитов. Последующим было внедрение субвулканических тел риолитов. Изотопный U–Pb-возраст циркона в эльджуртинских гранитах составляет 2.10 ± 0.08 млн лет, а в риолитах – 2.05 ± 0.04 млн лет. Внедрение этих пород сопровождалось формированием Mo–W–Bi–Te–Au-минерализации.

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

DOI: 10.31857/S0016777021050051

ВВЕДЕНИЕ

Месторождение Тырнауз (Кабардино-Балкария) – крупнейшее в России месторождение Mo–W- и Mo-руд в скарнах и послескарновых рудоносных метасоматитах. Резервы и ресурсы месторождения, оработанные в 1940–2001 гг. и все еще остающиеся в недрах, в совокупности составляют не менее 850 тыс. т WO₃ и 220 тыс. т Mo, вместе с 60 т Au, 19 тыс. т Bi, 320 т Ag и 45 тыс. т Cu (Емкужев, Джубуев, 2012; Elbrus Mining Company,

2021). Как следствие, по резервам/ресурсам вольфрама и молибдена, месторождение Тырнауз занимает место среди крупнейших вольфрамовых и молибденовых месторождений мира. Кроме этого, сателлитное месторождение Гитче-Тырнауз, расположенное непосредственно к северу от рудных тел месторождения Тырнауз, вмещает крупные ресурсы Au-руд. Оконтуренные по результатам работ ООО “Каббалкгеология” ресурсы этого месторождения составляют порядка 140 т Au

при среднем содержании 2.5 г/т Au (бортовое содержание 0.5 г/т Au).

Месторождение Тырнауз изучалось многими авторами, в результате чего были выявлены основные особенности его геологического строения, последовательности и состава продуктивного магматизма, состава и стадийности формирования скарнов и послескарновых рудоносных метасоматитов, изучены многие черты минеральных парагенезисов и состава рудных минералов, определены ведущие параметры физико-химических условий образования, изучены многие другие генетические аспекты (например, Хрушев, 1958; Пэк, 1962; Кононов, 1963; Родзянко и др., 1973; Ляхович, 1976; Граменицкий и др., 1978; Хитаров и др., 1980; Рехарский и др., 1997; Граменицкий, Кононов, 2019). Вместе с этим, в 1990-х гг., ввиду резкого снижения потребности промышленности в вольфраме и молибдене, истощения запасов руд месторождения с высокими содержаниями металлов, последующего закрытия и разрушения рудника и связанного с ним горнодобывающего и обогатительного комплекса Тырнауза, геологоразведочные работы на месторождении прекратились. Это не могло не повлиять на объем и содержание научно-исследовательских работ; как следствие, многие геологические и генетические аспекты остались практически не изученными с применением современных методов исследований.

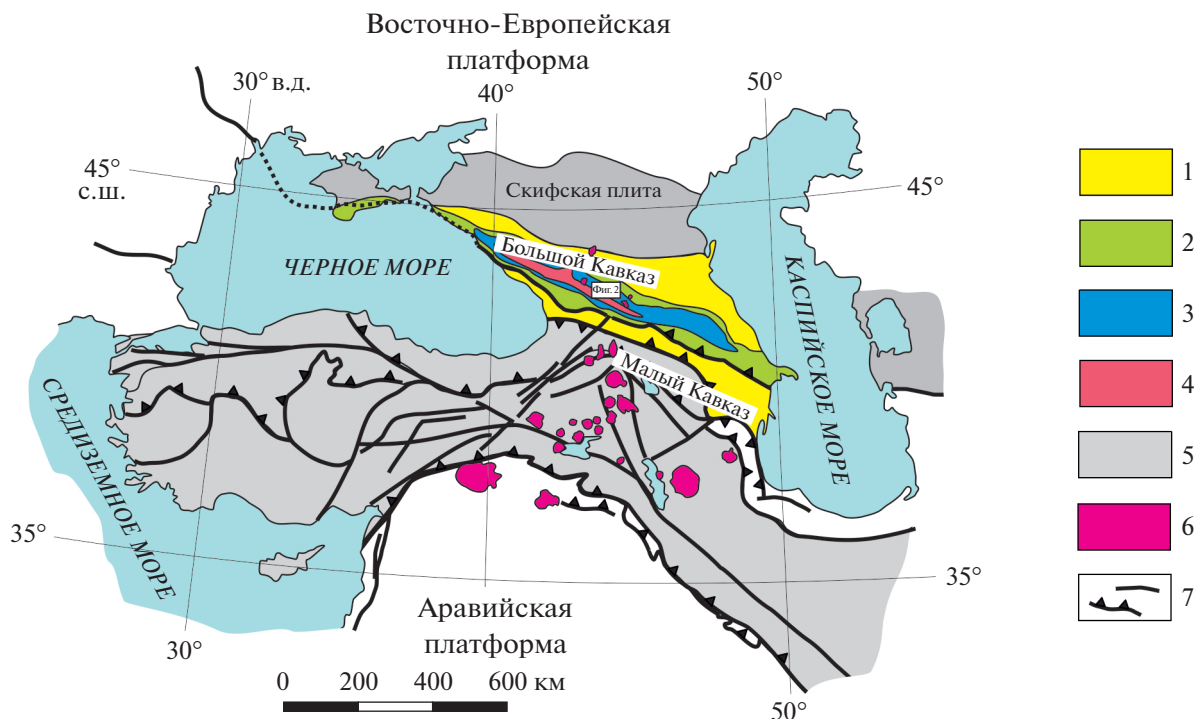
В частности, по магматическим породам месторождения, по-видимому, за единственным исключением (Grün et al., 1999), отсутствуют определения изотопного U–Pb-возраста циркона. Не выполнялись ранее и определения U–Pb-возраста циркона указанных пород с использованием метода лазерной абляции с ионизацией в индуктивно-связанной плазме с масс-спектрометрическим окончанием (LA-ICP-MS). Между тем, такие данные имели бы важное значение как для разработки модели формирования этого уникального месторождения, так и для установления особенностей металлогении более обширного региона Северного Кавказа и, на этой основе, выработки критериев оценки перспектив последнего. Это также дало бы возможность верификации других изотопных датировок с помощью независимого метода, что важно, принимая во внимание известные ограничения различных изотопных методов, и явилось бы ценным опытом использования изотопного U–Pb-метода для датирования весьма молодых (с возрастом менее 3 млн лет) геологических образований. Несмотря на то что метод лазерной абляции уступает в точности анализу при помощи ионного микрозонда с масс-спектрометром вторичных ионов (например, SIMS SHRIMP), в последнее время он получил широкое распространение в силу наибольшей доступности, простоты пробоподготовки и высокой производи-

тельности, в том числе и для датирования молодых зерен циркона с возрастом вплоть до 0.1 млн лет (например, Paquette et al., 2009; Ito et al., 2013; Sliwinski et al., 2017). Циркон считается надежным геохронометром, т.к. он лишь с трудом подвергается преобразованиям при наложении последующих процессов, что важно при датировании магматических пород в зонах постмагматического рудообразования.

Настоящая работа содержит результаты изучения изотопного U–Pb-возраста циркона магматических пород месторождения Тырнауз (метод LA-ICP-MS), сопровождаемые интерпретацией полученных данных в контексте предполагаемой эволюции магматогео-гидротермальной системы.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Район месторождения Тырнауз находится в северной части Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского орогенного пояса и приурочен к пересечению глобальных субширотных структур, связанных с развитием и закрытием океана Тетис в палеозойское и мезо-кайнозойское время, и субмеридиональных структур, возникших при кайнозойской коллизии континентальных блоков Восточно-Европейской платформы и Африкано-Аравийской плиты (фиг. 1). В палеозое, в частности, был сформирован субширотный грабен-синклинорий Передового хребта Кавказа, ограниченный зонами Северного и Пшекиш-Тырнаузского разломов (Хаин, 1984; Лаврищев и др., 2011), к последней из которых приурочен район месторождения Тырнауз. Развитие субширотных структур включало также формирование позднепалеозойских коллизионных и постколлизионных поясов гранитоидов как в регионах Центральной и Западной Европы, так и на Кавказе (Хаин, 1984; Richards, 2015). В мезозое имело место формирование индосинийского и киммерийского структурно-вещественных комплексов, которые распространены в различных тектонических зонах Кавказа. Кайнозойская конвергенция Африкано-Аравийской и Евразийской плит привела к росту мощности литосферы и ее деламинации, с развитием, напротив, поперечных, субмеридиональных структур в зоне Транскавказского поперечного поднятия (Philip et al., 1989; Лаврищев и др., 2011) и соответствующих им поясов постколлизионного (до внутрилитного) магматизма (Богина, 1994). С такими поперечными структурами на Северном Кавказе связаны пояса и зоны миоценовых (~7–9 млн лет) и плиоцен–голоценовых (~3–0.25 млн лет) высококальциевых известково-щелочных до шошонитовых интрузий (сиениты, граниты, риолиты, рио-



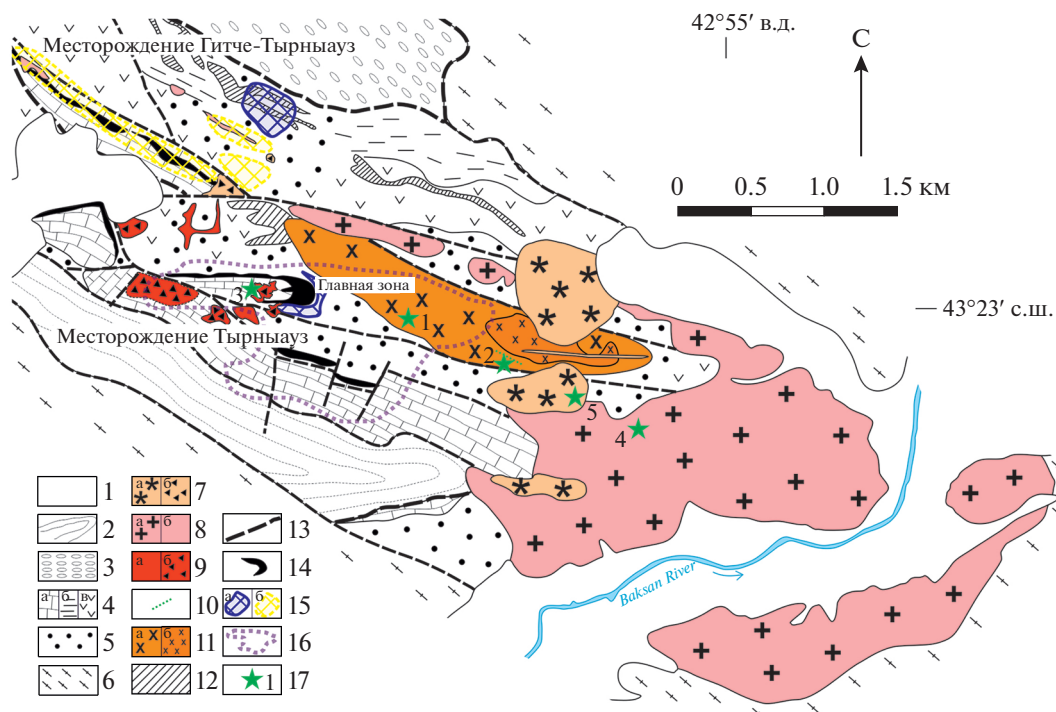
Фиг. 1. Позиция района месторождения Тырнауз в Кавказском сегменте Альпийско-Гималайского орогенного пояса (Philip et al., 1989; Носова и др., 2005; Sosson et al., 2010; Richards, 2015). 1 – орогенные осадочные бассейны, 2–4 – тектоно-стратиграфические комплексы Большого Кавказа (2 – верхнеюрские-эоценовые комплексы, 3 – нижне-среднеюрские комплексы, 4 – докембрийские–нижнепалеозойские комплексы), 5 – террейны Анатолии (Турции), Ирана, Закавказья и Малого Кавказа, 6 – неоген-четвертичные вулканические центры, 7 – зоны разломов, надвигов и сутурных зон.

лито-дациты, трахиандезиты и др.) (Носова и др., 2005).

Указанному общему структурному плану соответствует строение рудного поля месторождения Тырнауз (фиг. 2). Оно приурочено к узкому блоку верхнепалеозойских (девон-нижнекаменноугольных) и мезозойских терригенно-осадочных и вулканогенных пород, зажатому среди блоков метаморфических пород протерозоя (Рехарский и др., 1997; Письменный и др., 2004). Этот блок является частью покровно-надвиговой структуры Северного Кавказа, с общим субширотным до запад-северо-западного простиранием, и составляет часть мобильной Пшекиш-Тырнаузской тектонической зоны (Пэк, 1962; Рехарский и др., 1997). В данном блоке размещены тела ранне-среднепалеозойских (?) ультраосновных пород и интрузивы позднепалеозойских диоритов-гранитов и “трондьемитов” (кварцевых диоритов-тоналитов-гранодиоритов), ориентированные согласно с простиранием этой структуры. Развиты также серии внутривблоковых разломов субширотного и запад-северо-западного простирания. Скарново-рудные тела и многие рудные зоны вне скарнов подчинены указанной общей ориентации.

Напротив, субмеридиональные структуры контролируют размещение субвулканических тел альпийских (неогеновых) интрузий. В целом рудное поле месторождения несет элементы долгоживущей проницаемой структуры, своего рода структуры центрального типа, или глубококорневой очаговой структуры, сформированной на пересечении двух поперечных линейных элементов. Это особенно наглядно подчеркивается широким распространением магматических брекчий, особенно брекчий лейкократовых гранитов в центральной части рудного поля (фиг. 2). С развитием общей структуры центрального типа, по-видимому, связаны и элементы концентрически-зонального размещения оруденения в рудном поле (Хрушев, 1958).

Месторождение Тырнауз представлено несколькими крупными телами пироксен-гранатовых, волластонит-пироксен-гранатовых, везувиан-гранатовых скарнов, развитыми вдоль контактов мраморов и биотитовых роговиков и несущими наиболее существенную Mo–W-апоскарновую минерализацию (молибдошеелит), зонами пироксен-гранат-кварцевых и гранат-кварцевых жил (с молибденитом и подчиненным шеелитом) в карбо-



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта месторождения Тырнауз (Пэк, 1962; Родзянко и др., 1973; Ляхович, 1976; Дзагоева и др., 1983; Рехарский и др., 1997). 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, 6 – 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-минерализацией, 15 – кварцевые штокверки с молибденитом (а) и золотой минерализацией (б), 16 – контуры карьера, 17 – места отбора проб (1 – тоналит-гранодиорит, 2 – габбро-диорит, 3 – лейкократовый гранит, 4 – эльджуртинский гранит, 5 – риолит).

натных породах (Граменицкий и др., 1978), крупными штокверками кварц-полевошпат-молибденитовых и кварц-молибденитовых жил и прожилков, развитыми преимущественно в пачках биотитовых роговиков (Пэк, 1962; Рехарский и др., 1997), зонами пропиловых метасоматитов на флангах месторождения, а также локальными зонами карбонат-серицит-кварцевых метасоматитов, обогащенными шеелитом, а на верхних уровнях – сульфидами (Родзянко и др., 1973). Различные скарны и послескарновые рудносные метасоматиты, в том числе амфибол-эпидот-хлорит-кварцевые (пропиловые) и карбонат-серицит-кварцевые (березиты и др.) метасоматиты, широко развиты и на сателлитном золоторудном (с подчиненными Mo и W) месторождении Гитче-Тырныауз, расположенном к северу от рудных тел месторождения Тырнауз (Столяров, 2015).

ТИПЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И ИХ СООТНОШЕНИЯ С МЕТАСОМАТИТАМИ И РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ

Работами разных авторов на месторождении было установлено неоднократное внедрение гранитоидной магмы и соответствующая длительная магматогенно-гидротермальная эволюция. Среди гранитоидов различаются “трондьемиты”, лейкократовые граниты, биотитовые (эльджуртинские) граниты и субвулканические тела (неки) риолитов (риолито-дацитов). Более молодыми являются субвулканические тела витрофиров и витроандезитов, а также дайки трахиандезитов-трахибазальтов.

“Трондьемиты”

Интрузии “трондьемитов” (кварцевых диоритов-тоналитов-гранодиоритов-плагиогранитов)

считаются наиболее ранними. Эти породы были оконтурены в виде удлинено-линзовидного массива размером порядка 2.0×0.5 км, который вытянут в запад-северо-западном направлении (фиг. 2). Выделение “трондьемитов” как наиболее древних интрузивных пород на месторождении признается большинством геологов; однако ряд авторов, напротив, рассматривает эти породы как результат магматического замещения и/или постмагматической метасоматической переработки биотитовых роговиков при внедрении более молодых (неогеновых) гранитоидов. Массив характеризуется сложным внутренним строением, определяемым присутствием интрузивных тел, по крайней мере, трех фаз внедрения, а также наличием останцов вмещающих пород, участков неравномерных пятнистых, гнейсовидных текстур магматического замещения и соответствующих гибридных разновидностей пород. Был установлен интрузивный, рвущий характер контактов этого массива и показано ороговикование вмещающих девон-нижнекаменноугольных терригенных и вулканогенных пород вблизи него (Дзагоева и др., 1983). Ранняя интрузивная фаза представлена небольшими телами кварцевых габбро-диоритов, сохранившимися около контактов массива, вторая (главная) фаза – кварцевыми диоритами и тоналитами-гранодиоритами, преобладающими в северо-западной части массива, и третья фаза – плагиогранитами, слагающими его юго-восточную часть (Дзагоева и др., 1983).

Для интрузивных пород, слагающих массив “трондьемитов” Тырнауза, характерны мелко-среднезернистые, слабопорфировидные структуры, с широким развитием амфибола и других темноцветных минералов. В частности, габбро-диориты – это биотит-пироксен-амфиболовые и биотит-пироксеновые мелко-среднезернистые слабопорфировидные породы. Тоналиты-гранодиориты состоят из плагиоклаза (андезина; 40–60 об. %), амфибола с реликтами клинопироксена (10–15 об. %), биотита (до 10 об. %) и кварца (до 25–30 об. %). При снижении содержания кварца и росте количества амфибола породы переходят в кварцевые диориты. Плагиограниты – это мелкозернистые слабопорфировидные до резкопорфировидных (в краевых частях интрузивных тел) породы, содержащие плагиоклаз (олигоклаз; 40–55 об. %), кварц (до 40 об. %), амфибол, биотит и немного калиевого полевого шпата. Таким образом, для пород характерны резкое преобладание плагиоклаза среди полевых шпатов и постоянное присутствие кварца. Акцессорные минералы в породах массива “трондьемитов” включают магнетит, ильменит, циркон, апатит, сфен (Дзагоева и др., 1983).

Лейкократовые граниты

Лейкократовые граниты слагают небольшие штоковидные, с многочисленными апофизами, сложноветвящиеся интрузивные тела, а также цемент тел магматических брекчий, распространенных в центральной части рудного поля в целом на площади около 1.5×1 км (фиг. 2). Среди штоковидных тел наиболее известны штоки “Паук” и “Самолет”, причем первый частью находится непосредственно под крупным скарновым телом Главной рудной зоны месторождения и в “фокусе” частично окружающего его молибденитового штокверка, который местами наложен и на лейкократовые граниты. Породы штока “Паук” в разных объемных соотношениях содержат угловатые обломки-ксенолиты вмещающих пород (биотитовых и пироксеновых роговиков, мраморов и др., а также скарнов) и, таким образом, по крайней мере локально, также являются магматическими брекчиями, цемент которых сложен лейкократовыми гранитами (Ляхович, 1976; Курдюков, 1982).

Лейкократовые граниты представляют собой светлые (белые, желтовато-белые), мелкозернистые равномернозернистые или слабопорфировидные породы с малым содержанием биотита (0–3 об. %) и варьирующими количествами плагиоклаза (олигоклаз; от 25–30 до 45–55 об. %), калиевого полевого шпата (ортоклаз; от 5–10 до 30–40 об. %) и кварца (Ляхович, 1976; Курдюков, 1982). Последнее 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. Развита графическая и пегматоидная структуры, участки (домены) с преобладанием плагиоклаза или калиевого полевого шпата, участки ритмично-полосчатого (“расслоенного”) полевошпат-кварцевого сложения и другие признаки кристаллизации флюидонасыщенной магмы в апикальной части интрузива. Акцессорные минералы включают магнетит, ильменит, циркон, апатит, сфен, монацит, ортит, а также красный гранат.

Присутствие в лейкократовых гранитах ксенолитов пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнов подчеркивает послескарновый возраст этих магматических пород (Пэк, 1962; Родзянко и др., 1973; Ляхович, 1976). По данным А.А. Курдюкова (1984), апофизы штока “Паук” пересекают скарны Главной рудной зоны месторождения. Послескарновые рудоносные метасоматиты, в том числе пироксен-гранат-кварцевые и гранат-кварцевые, с характерным красно-коричневым и красным гранатом, а также с молибденитом и подчиненным шеелитом, слагают многочисленные

разноориентированные метасоматические жилы (Граменицкий и др., 1978), распространенные в центральной части месторождения (преимущественно в карбонатных породах) и пересекающие лейкократовые граниты. Крупные штокверки кварц-полевошпат-молибденитовых и кварц-молибденитовых жил, с которыми связаны основные ресурсы молибдена, развитые преимущественно в биотитовых роговиках, также пересекают лейкократовые граниты (Пэк, 1962; Родзянко и др., 1973). Таким образом, лейкократовые граниты являются послескарновыми, но предшествуют формированию метасоматических жил с молибденитом (и подчиненным шеелитом) и наиболее масштабных послескарновых молибденитовых (кварц-полевошпат-молибденитовых, кварц-молибденитовых) штокверков (Пэк, 1962; Ляхович, 1976).

*Биотитовые (эльджуртинские) граниты
и риолиты (риолито-дациты)*

Биотитовые (эльджуртинские) граниты слагают наиболее крупный (площадью около 20 кв. км) эллипсоидный Эльджуртинский интрузивный массив, который выходит на поверхность непосредственно к востоку от Главной рудной зоны месторождения (фиг. 2), а также “подстилает” площадь последнего. Глубокие скважины, пройденные в породах массива до глубины порядка 5 км от поверхности, из этих гранитов не вышли (Попов и др., 1993). Эльджуртинские граниты — это светлые (серые или розовые) порфирировидные породы, обычно с крупными (до 4–5 см) фенокристаллами калиевого полевого шпата (ортоклаз до санидина), сложенные в целом в равных количествах (25–35 об. %) калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и кварцем, а также биотитом (5–10 об. %) (Пэк, 1962; Ляхович, 1976; Хитаров и др., 1980; Попов и др., 1993). Выделяются несколько разновидностей гранитов, которые относятся к разным фазам внедрения и различаются по составу фенокристаллов (калиевый полевой шпат, плагиоклаз) и по их объемным соотношениям с основной массой (Попов и др., 1993; Соболев, Кононов, 1993). Акцессорные минералы включают ильменит, количественно преобладающий над магнетитом (Попов и др., 1993), а также апатит, циркон, ортит, флюорит.

Риолиты (риолито-дациты) слагают три сравнительно более крупных субвулканических субвертикальных тела (штока или некка), образующих цепочку, ориентированную в меридиональном направлении, а также несколько даек, ориентированных, однако, в субширотном направлении (фиг. 2). Эти породы слагают также цемент небольших тел магматических брекчий, распространенных к северу и северо-западу от Главной скарново-рудной зоны месторождения.

Риолиты (риолито-дациты) — это желтовато-серые пористые породы, в которых присутствуют фенокристаллы калиевого полевого шпата (санидина), зонального плагиоклаза, кварца и биотита, погруженные в тонко-мелкозернистую основную массу, состоящую из тех же минералов, а также в разной степени раскристаллизованного стекла (Пэк, 1962; Ляхович, 1976).

Биотитовые граниты Эльджуртинского массива срезают на глубине скарново-рудные тела, зоны молибденитовых штокверков, интрузивные тела “трондьемитов” и лейкократовых гранитов, а также ассоциирующие с последними дайки аплитов и др. С другой стороны, становление массива эльджуртинских гранитов и последующих субвулканических штоков и даек риолитов сопровождалось развитием сначала кварц-пироксен-флюорит-кальцитовых жил с шеелитом (Кононов, Куликов, 1979), а затем кварц-сульфидных штокверков с комплексной Mo–W–Bi–Te–Au-минерализацией. Последняя слабо развита в крупных скарново-рудных телах месторождения Тырныауз, но отмечена в самих эльджуртинских гранитах (Докучаев, Носова, 1994; Носова и др., 1996) и играет преобладающую роль на удалении от ведущих Mo–W- и Mo-рудных тел — на золоторудном месторождении-сателлите Гитче-Тырныауз, где ассоциирует с предположительно “пост-эльджуртинскими” дайками аплитов и аляскитов (Парада, Столяров, 2012). Таким образом, эльджуртинские граниты, как и лейкократовые граниты, а также риолиты, являются внутрирудными интрузиями.

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ
(K–Ar, Rb–Sr, ⁴⁰Ar/³⁹Ar, U–Pb) ДАТИРОВКА
МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД**

Для пород массива “трондьемитов” Тырныауз имеется значительный разброс оценок возраста, приводимых разными авторами. В частности, на современных геологических картах данный массив “трондьемитов” отнесен к среднему палеозою (Письменный и др., 2004). Это основано на данных о нахождении окатанной гальки предположительно “трондьемитов” в девонских конгломератах (Пэк, 1962). Последнее, однако, было давно оспорено (Дзгоева и др., 1983), а более молодые позднепалеозойские (позднекаменноугольные-раннепермские) изотопные K–Ar-датировки, полученные для двух проб (соответственно 304 и 280 млн лет), были приведены в работе А.А. Курдюкова (1983). Это лучше согласуется с геологическими данными, т.к. “трондьемиты” прорывают девонские-нижнекаменноугольные отложения. В противоречии с указанными датировками находятся другие изотопные K–Ar-данные, указывающие на значительно более молодой возраст “трондьемитов” (7.5 ± 0.3 млн лет) (Багдасарян,

Ляхович, 1981), но, возможно, объясняемые омоложением изотопной K–Ar-системы в результате термального воздействия неогеновых интрузий (Костицын, Кременецкий, 1995). Галька биотитовых роговиков, возможно, связанных с “трондьемитами”, была отмечена в конгломератах, залегающих в основании разреза нижнеюрских отложений (Курдюков, 1974).

Лейкократовые граниты, биотитовые (эльджуртинские) граниты, риолиты и витрофиры, а также сопровождающие гранитоиды дайки аплитов и/или аляскитов являются более молодыми; они пересекают как породы массива “трондьемитов”, так и крупные скарные тела, развитые на контактах мраморов и биотитовых роговиков (Пэк, 1962; Ляхович, 1976; Курдюков, 1983, 1984). На современных геологических картах лейкократовые граниты объединены с эльджуртинскими гранитами и риолитами в единый альпийский (неогеновый) тырныузский вулcano-плутонический комплекс (Письменный и др., 2004; Лавришев и др., 2011).

Оценки возраста лейкократовых гранитов, приводимые разными авторами, существенно различаются. Так, первые определения их K–Ar-возраста дали значение в 90 и 70 млн лет, а затем был получен более молодой изотопный K–Ar-возраст (от 20 ± 2 до 7.0 ± 1.5 млн лет) лейкократовых гранитов штока “Паук”, а также ортоклаза из фенокристаллов (2 млн лет) (Борсук и др., 1972; Борсук, 1979).

Разными авторами были выполнены оценки изотопного возраста эльджуртинских гранитов с использованием K–Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и Rb–Sr методов. В частности, был показан изотопный K–Ar-возраст эльджуртинского гранита в диапазоне от 2.0 ± 0.2 до 1.9 ± 0.15 млн лет, а таковой риолитов – от 1.80 ± 0.25 до 1.60 ± 0.25 млн лет (Борсук и др., 1972) и 1.65 ± 0.15 млн лет (Аракелянц и др., 1968). По данным А.З. Журавлева и Е.В. Негрей (1993), изотопный Rb–Sr-возраст эльджуртинского гранита составляет 1.982 ± 0.008 млн лет. Величины изотопного $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (по биотиту) возраста 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 (Hess et al., 1993). С использованием ионного микрозонда (SHRIMP), для эльджуртинских гранитов, был получен изотопный U–Pb-возраст циркона, составляющий 2.04 ± 0.03 млн лет (Grün et al., 1999). Эльджуртинские граниты сопровождаются многочисленными дайками аплитов, аляскитов, лейкогранит-порфиров, которые в значительной мере являются жильными дериватами эльджуртинских гранитов, наиболее обогащенными рудными элементами (Носова и др., 1996), хотя многие дайки аплитов в рудном по-

ле, несомненно, связаны и с лейкократовыми гранитами, которые предшествовали эльджуртинским гранитам. По данным Ю.А. Костицына и А.А. Кременецкого (1995), изотопный Rb–Sr-возраст, полученный по коллекции “постэльджуртинских” аплитов и аляскитов из вертикального разреза >3 км, составляет 2.12 ± 0.010 млн лет. Для риолитов был получен изотопный K–Ar-возраст порядка 2.0–1.85 млн лет и Rb–Sr-возраст 1.92 ± 0.10 млн лет (Лебедев и др., 2004), а для прорывающих риолиты дайки витроандезитов получен K–Ar-возраст 1.55 млн лет (Борсук и др., 1972).

ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ОБРАЗЦОВ

Для определения изотопного U–Pb-возраста циркона была отобрана проба наиболее распространенных пород второй (главной) фазы внедрения массива “трондьемитов”, представленных тоналитами-гранодиоритами (фиг. 2). Была изучена также проба небольшой (мощностью около 50 см) дайки основных пород (габбро-диоритов), пересекающей массив “трондьемитов”.

Для исследования лейкократовых гранитов была отобрана проба разновидности этих пород, слагающих цемент магматической брекчии в верхней части штока “Паук”. Брекчия содержит 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 слабым кремовым оттенком, двуполевошпатовые, с количественным преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом.

Для исследования эльджуртинских гранитов была отобрана проба гранита из верхней части соответствующего массива, а для исследования риолитов – проба из одного из штоков (некков) этих пород. Отобранный эльджуртинский гранит содержит крупные фенокристаллы калиевого полевого шпата (ортоклаза до санидина) в среднезернистой биотит-кварц-полевошпатовой основной массе. Отбранный риолит (риолито-дацит) содержит фенокристаллы полевых шпатов и кварца, а также их оскольчатые фрагменты в тонкозернистой биотит-кварц-полевошпатовой основной массе.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для проб пород, в которых были проведены изотопные U–Pb-исследования циркона, был определен химический состав. Анализы породообразующих оксидов выполнены рентгенофлуоресцентным методом, FeO – волюмометрическим методом, рассеянных и редкоземельных

элементов — методом ICP-MS в лаборатории ЦНИГРИ.

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), оснащенной двухкамерной ячейкой HelEx II. Данные о морфологии и внутреннем строении зерен циркона получены по катодолюминесцентным изображениям. Изображения 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 . Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ^{238}U и ^{232}Th (режим triple). Диаметр лазерного луча составлял 35–50 мкм, частота повторения импульсов 5 Hz и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчет изотопных отношений, обрабатывали с помощью программы Glitter (Griffin et al., 2008). ^{235}U рассчитывался из ^{238}U на основе отношения $^{238}\text{U} / ^{235}\text{U} = 137.818$. Для учета элементного и изотопного фракционирования U–Pb-изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice (Slama et al., 2008). Для контроля качества данных использован стандартный циркон GJ-1 (Jackson et al., 2004). В ходе исследований для циркона GJ-1 получены оценки возраста 601 ± 5 и 605 ± 6 млн лет (2σ), что совпадает с оценками возраста, полученными методом ID-TIMS (Jackson et al., 2004). Для циркона с возрастом более 3 млн лет проведена коррекция на нерадио-генный свинец (Andersen, 2002); диаграммы с конкордией построены с помощью программы Isoplot (Ludwig, 2003). Для циркона с возрастом менее 3 млн лет проведена коррекция на нерадио-генный свинец и неравновесность изотопной системы (учет промежуточных изотопов распада ^{238}U , ^{235}U) (Sakata et al., 2017; Sakata, 2018). Поскольку для “молодого” циркона характерен низкий радиогенный прирост по ^{207}Pb , возраст для этого циркона определен по $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ изотопному отношению и представлен в виде средневзвешенных значений (Sakata et al., 2017; Sakata, 2018). Расчет средневзвешенных значений и построение диаграмм проведены с помощью программы Isoplot (Ludwig, 2003).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Химический состав магматических пород

Химический состав изученных пород приведен в табл. 1. Содержания петрогенных оксидов в изученных гранитоидах согласуются с таковыми, ранее опубликованными рядом авторов для соответствующих разновидностей (Пэк, 1962; Ляхович, 1976; Борсук, 1979; Попов и др., 1993). Состав изученной пробы “трондьемитов” соответствует тоналиту-гранодиориту. Химический состав изученной пробы лейкократовых гранитов соответствует двуполевошпатовой разновидности этих пород, выделяемой среди пород штока “Паук”. Изученные эльджуртинские граниты отличаются от лейкократовых гранитов более высоким содержанием калия (за счет натрия и кальция) и несколько меньшим содержанием кремнезема. Невысокие потери при прокаливании и индикаторные соотношения петрогенных оксидов (MacLean, Barrett, 1993) подтверждают отсутствие существенных гидротермальных изменений пород, установленное при изучении прозрачных шлифов.

Морфология кристаллов и изотопные U–Pb-характеристики циркона из пород массива “трондьемитов”

Акцессорный циркон в тоналитах-гранодиоритах массива “трондьемитов” довольно редок, что согласуется с низким общим содержанием Zr (табл. 1). Тем не менее, из пробы извлечены и изучены шесть прозрачных бесцветных хорошо ограненных кристаллов циркона призматической формы длиной 80–150 мкм с коэффициентом удлинения порядка 2 (фиг. 3). В CL-изображении в большинстве кристаллов наблюдается небольшое темное или светлое незональное ядро призматической формы и грубо- или тонкозональная светлая оболочка. Призматический габитус и отчетливая осцилляторная зональность изученных кристаллов циркона из тоналитов-гранодиоритов главной фазы внедрения массива “трондьемитов” Тырнауза, отвечающего, по-видимому, “автокристам” этого минерала (Miller et al., 2007), свидетельствуют о его магматическом происхождении (например, Hoskin, Black, 2000).

Изотопные U–Pb-исследования были проведены для шести кристаллов циркона (табл. 2; фиг. 3); их конкордантный U–Pb-возраст составляет 302 ± 4 млн лет (СКВО = 0.02) (фиг. 4). Полученное конкордантное значение U–Pb-возраста 302 ± 4 млн лет, по-видимому, соответствует времени кристаллизации интрузий тоналитов-гранодиоритов в массиве “трондьемитов”.

Таблица 1. Химический состав изученных проб магматических пород месторождения Тырнауз

	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
мас. %											
SiO ₂	66.80	57.40	74.34	72.64	69.14	Mo	4.49	4.53	4.51	14.3	2.26
TiO ₂	0.57	1.03	0.30	0.36	0.52	W	6.28	3.31	3.78	89.7	20.7
Al ₂ O ₃	14.15	14.20	13.42	14.20	14.56	Sn	8.4	4.3	8.21	6.05	8.46
Fe ₂ O ₃	1.72	2.92	0.41	0.59	1.67	Cs	2.77	0.91	3.85	13.4	15.8
FeO	4.40	7.00	1.17	1.55	1.82	Hf	0.82	1.39	3.18	6.93	4.67
MnO	0.12	0.22	0.05	0.04	0.03	Ta	0.39	0.08	7.10	2.72	1.86
MgO	1.93	4.21	1.09	0.71	1.14	Ga	9.88	11.6	17.4	20.0	20.7
CaO	4.39	7.20	1.15	1.63	1.99	Th	0.47	0.62	21.2	38.9	26.6
Na ₂ O	4.37	4.85	4.90	3.21	2.85	U	0.36	0.34	4.95	7.18	8.81
K ₂ O	1.10	0.51	2.93	4.32	4.12	Cu	30.1	115	24.0	9.0	12.8
P ₂ O ₅	0.11	0.08	0.06	0.11	0.28	Zn	78.7	338	50.5	50.1	77.4
LOI	0.88	0.46	0.73	0.54	1.43	Pb	38.0	89.0	22.7	20.1	33.5
Total	100.54	100.08	100.55	99.90	99.55	La	2.07	3.33	31.6	43.0	35.9
г/г						Ce	5.28	8.64	55.5	87.2	71.4
Ba	33.1	50.5	384	255	357	Pr	0.72	1.27	5.61	9.75	7.84
Sr	87.5	160	245	132	150	Nd	3.29	5.94	17.7	33.3	25.6
Co	11.8	21.1	2.32	4.49	3.92	Sm	0.93	1.85	2.89	6.52	4.82
Ni	18.4	34.2	5.16	6.13	5.60	Eu	0.31	0.60	0.83	0.57	0.77
V	98.5	303	19.5	31.4	62.3	Gd	1.24	2.54	2.40	5.43	4.04
Cr	33.3	5.80	16.5	21.4	19.0	Tb	0.21	0.50	0.42	0.85	0.56
Rb	93.6	27.8	139	233	276	Dy	1.40	3.46	2.32	4.91	3.37
Li	22.0	30.1	18.8	46.1	66.9	Ho	0.34	0.83	0.51	0.99	0.66
Be	0.73	1.10	3.31	6.15	6.47	Er	1.10	2.46	1.34	2.74	1.83
Zr	24.4	39.4	85.1	239	165	Tm	0.17	0.39	0.22	0.42	0.28
Nb	1.78	0.66	18.5	16.0	14.2	Yb	1.23	2.31	1.29	2.61	1.69
Y	8.21	18.5	12.2	23.6	16.7	Lu	0.22	0.38	0.21	0.45	0.27

Примечание. Пробы: 1 – тоналит-гранодиорит, 2 – дайка основных пород (габбро-диорит), 3 – лейкократовый гранит, 4 – эльдзуртинский гранит, 5 – риолит.

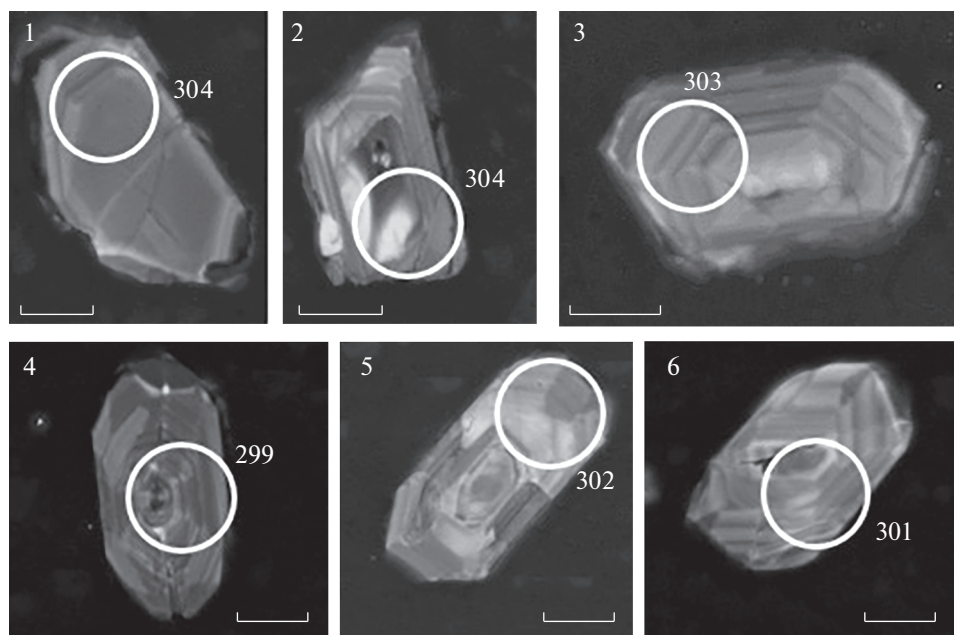
Морфология кристаллов и изотопные U–Pb-характеристики циркона из дайки габбро-диоритов

Кристаллы циркона, выделенные из этой дайки, представлены прозрачными бесцветными, хорошо ограненными удлиненно-призматическими индивидуумами длиной до 80–200 мкм с коэффициентом удлинения от 4–5 до 10–12 (фиг. 5). В CL-изображении в кристаллах наблюдается небольшое светлое или темное незональное ядро призматической формы и тонкозональная оболочка. U–Pb-геохронологические исследования были проведены для 9 зерен циркона, и все удлиненно-призматические кристаллы характеризуются конкордантными U/Pb-отношениями (фиг. 6, табл. 3) с U–Pb-возрастом 155 ± 2.0 млн лет (СКВО = 0.0100). Принимая, ввиду призматиче-

ского габитуса и отчетливой осцилляторной зональности, магматическое происхождение изученных кристаллов циркона, полученное конкордантное значение U–Pb-возраста 155 ± 2.0 млн лет, вероятно, соответствует времени кристаллизации пород дайки.

Морфология кристаллов и изотопные U–Pb-характеристики циркона из лейкократовых гранитов

Из пробы выделены и изучены 28 кристаллов циркона, среди которых различаются два типа. Первый тип представлен бесцветными, желтоватыми, светло-розовыми или светло-бурыми мутными таблитчатыми или коротко-призматическими кристаллами длиной 40–50 мкм с коэффи-



Фиг. 3. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона из тоналитов-гранодиоритов массива “трондьемитов” месторождения Тырнауз. Окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в табл. 2. Показаны локальные значения изотопного возраста (млн лет; табл. 2). Длина масштабной линейки – 20 мкм.

циентом удлинения порядка 1.5–2 (тип 1; фиг. 7). По данным изотопных U–Pb-исследований, для этих кристаллов циркона характерны преимущественно “древние” датировки, с вариациями изотопного U–Pb-возраста от порядка 300 до почти 1500 млн лет (табл. 4).

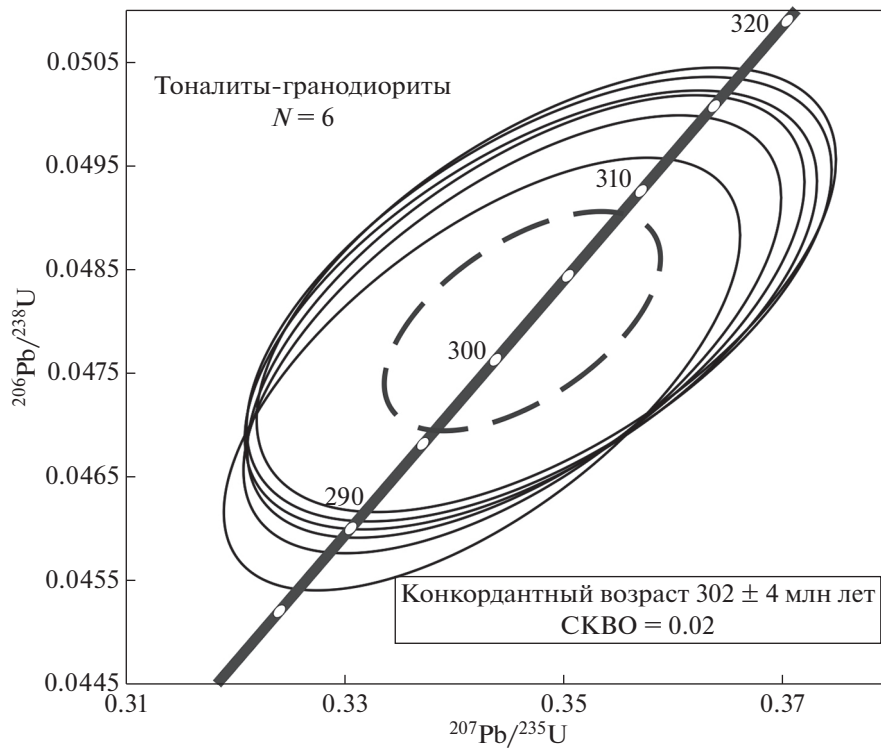
Второй тип представлен наиболее распространенными прозрачными бесцветными, хорошо ограниченными удлиненно-призматическими кристаллами длиной до 120 мкм с коэффициентом удлинения порядка 2–3 (тип 2; фиг. 7). В CL-изображении во многих кристаллах 2-го типа наблюдается разных размеров светлое незональное ядро

призматической формы и тонкозональная светлая оболочка. Для таких ядерных зон некоторых кристаллов циркона получены “древние” изотопные U–Pb-датировки, однако наиболее распространены удлиненно-призматические кристаллы циркона с “молодым” U–Pb-возрастом, составляющим порядка 2.5–2.9 млн лет (табл. 5; фиг. 8). Ввиду выявления “молодого” (моложе 3 млн лет) циркона и низкого содержания ^{207}Pb , возраст определен по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изотопному отношению и представлен в виде средневзвешенного значения. Последнее для изученной выборки “молодого” циркона составляет 2.67 ± 0.04 млн лет (СКВО = 1.8).

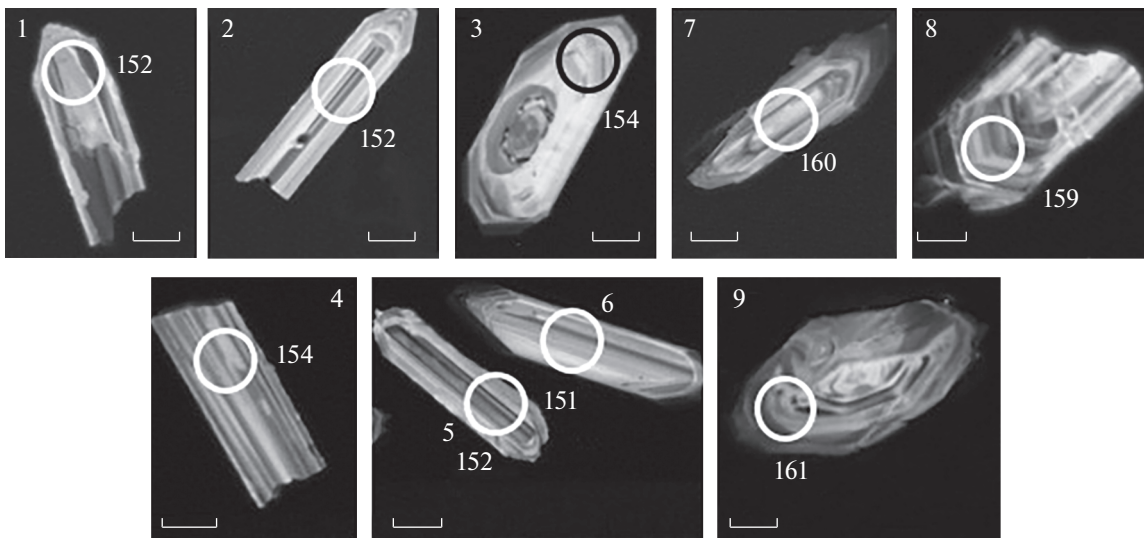
Таблица 2. Результаты U–Pb-изотопных исследований циркона из тоналитов-гранодиоритов массива “трондьемитов” месторождения Тырнауз

№ точки анализа	Содержание, г/т		Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	^{206}Pb	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	
1	31	722	1.36	0.34779	3.1	0.04822	1.8	0.6	303	19	304	11	–0.1
2	27	617	1.52	0.34844	3.1	0.04831	1.8	0.6	304	19	304	11	–0.2
3	40	933	1.47	0.34704	3.1	0.04811	1.8	0.6	303	19	303	11	–0.1
4	41	970	0.82	0.34258	2.8	0.04750	1.8	0.6	299	17	299	11	0.0
5	27	629	0.58	0.34659	3.0	0.04805	1.8	0.6	302	18	303	11	–0.1
6	34	793	0.79	0.34535	2.9	0.04788	1.8	0.6	301	17	301	11	–0.1

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



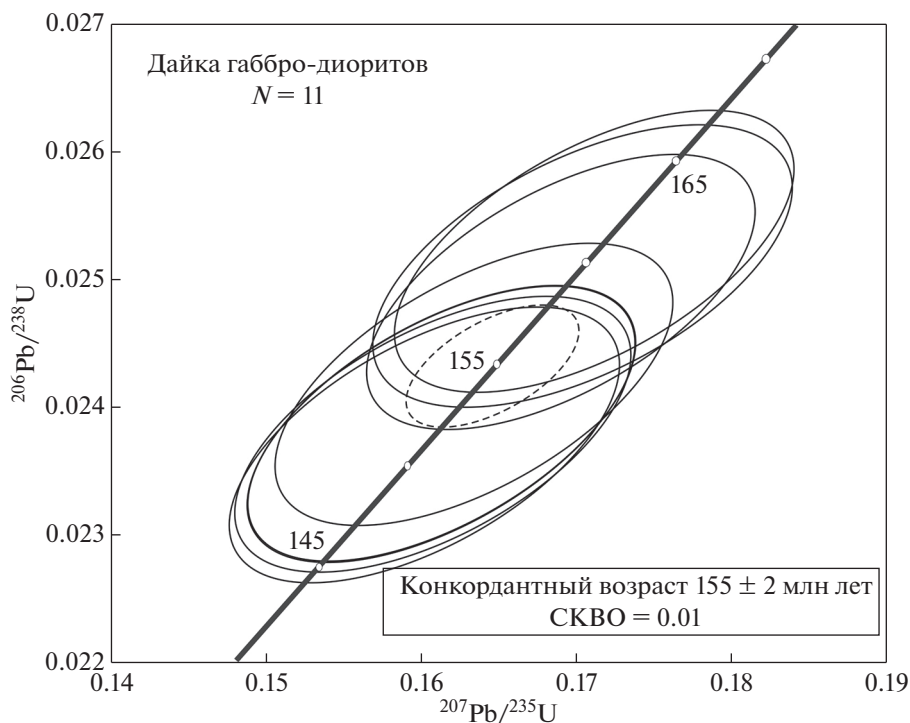
Фиг. 4. Диаграмма с конкордией для кристаллов циркона из тоналитов-гранодиоритов массива “трондьемитов” месторождения Тырнауз. Тонкие сплошные эллипсы – результаты единичных анализов, пунктирный эллипс соответствует конкордантному значению. Погрешности единичных анализов и вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приведены на уровне 2σ.



Фиг. 5. Микрофотографии кристаллов циркона из дайки габбро-диоритов месторождения Тырнауз, снятые в режиме катодолуминесценции. Окружностями обозначены аналитические кратеры, номера точек зондирования соответствуют таковым в табл. 3. Показаны локальные значения изотопного возраста (млн лет; табл. 3). Длина масштабной линейки – 20 мкм.

Призматический облик и отчетливая осцилляторная зональность “молодого” циркона из изученной разновидности лейкократовых гранитов Тырнауза, отвечающего, по-видимому, “авто-

кристам” этого минерала (Miller et al., 2007), свидетельствуют о его магматическом происхождении (например, Hoskin, Black, 2000). Это дает основания полагать, что полученный средневзвешенный



Фиг. 6. Диаграмма с конкордией для кристаллов циркона из дайки габбро-диоритов месторождения Тырнауз по данным табл. 3. Тонкие сплошные эллипсы – результаты частных анализов, пунктирный эллипс соответствует конкордантному значению. Погрешности единичных анализов и вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приведены на уровне 2σ .

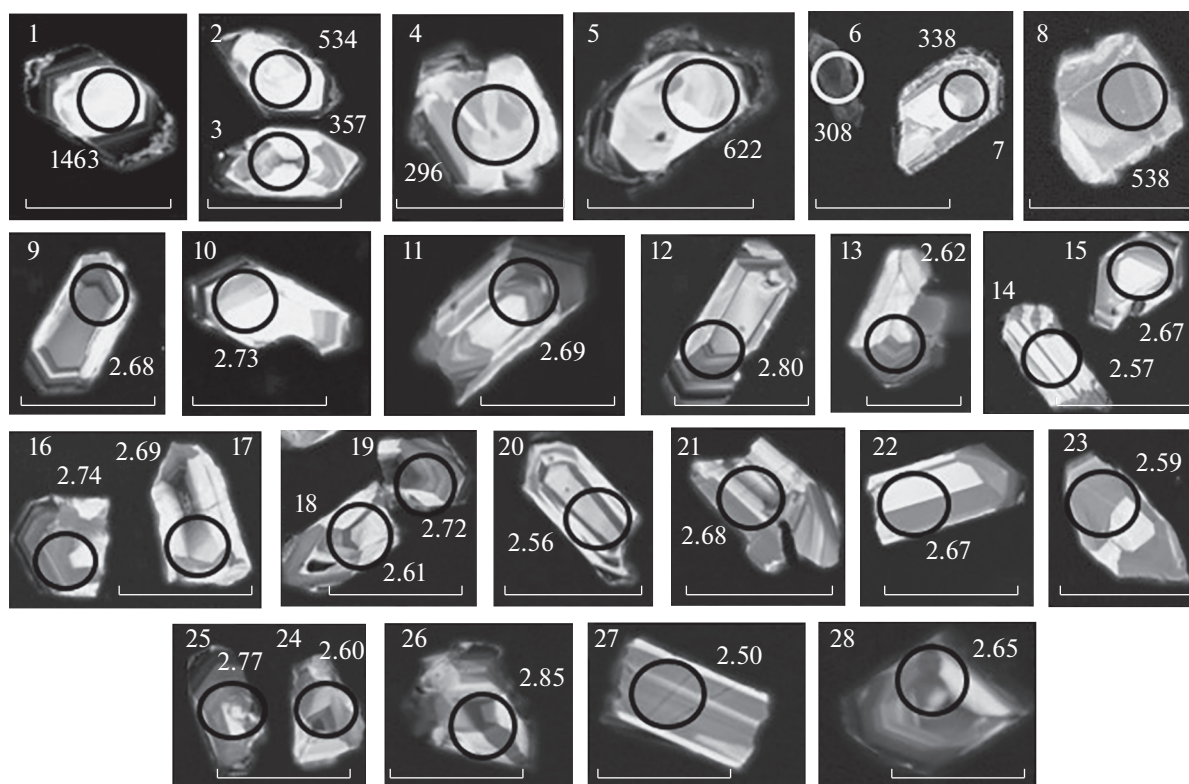
изотопный U–Pb-возраст 2.67 ± 0.04 млн лет (фиг. 8; табл. 5) соответствует времени кристаллизации этой разновидности лейкократовых гранитов. Напротив, разновозрастные “древние” цирконы, по-видимому, являются ксеногенными (“ксенокристами”), или “унаследованными” (Miller et al.,

2007), захваченными как из ксенолитов брекчии, так и из пород более глубоких уровней, через которые внедрялась магма лейкократовых гранитов или соответствующий еще недифференцированный расплав. В числе последних можно предполагать позднепалеозойские гранитоиды и раз-

Таблица 3. Результаты U–Pb-изотопных исследований циркона из дайки основных пород (габбро-диоритов) месторождения Тырнауз

№ точки анализа	Содержание, г/г		Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	^{206}Pb	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	
1	9	413	0.33	0.16134	3.2	0.02387	1.8	0.6	152	10	152	6	-0.1
2	7	326	0.29	0.16138	3.2	0.02387	1.8	0.6	152	10	152	6	-0.1
3	6	260	0.22	0.16344	3.2	0.02418	1.9	0.6	154	10	154	6	-0.2
4	8	384	0.20	0.16308	3.7	0.02412	1.8	0.5	153	11	154	6	-0.1
5	7	340	0.28	0.16081	3.2	0.02379	1.9	0.6	151	10	152	6	-0.1
6	5	254	0.37	0.16024	3.2	0.02370	1.9	0.6	151	10	151	6	0.0
7	13	607	0.32	0.17042	3.2	0.02510	1.8	0.6	160	10	160	6	0.0
8	51	2292	0.23	0.16904	3.0	0.02490	1.8	0.6	159	10	159	6	0.1
9	14	621	0.10	0.17120	3.1	0.02522	1.8	0.6	161	10	161	6	0.0

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



Фиг. 7. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона из лейкократовых гранитов месторождения Тырнауз. Окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют такому в табл. 4 и 5. Показаны локальные значения изотопного возраста (млн лет; табл. 4 и 5). Длина масштабной линейки – 100 мкм.

личные еще более древние образования, возможно, породы метаморфического фундамента орогена. Возраст некоторых “ксенокристов” циркона (296 и 308 млн лет) совпадает в пределах ошибки со значением изотопного U–Pb-возраста (302 ± 4 млн лет) “трондьемитов” Тырнауза.

Морфология кристаллов и изотопные U–Pb-характеристики циркона из эльджуртинских гранитов и риолитов

Кристаллы циркона в изученной пробе эльджуртинских гранитов представлены прозрачными

Таблица 4. Результаты U–Pb-изотопных исследований “древнего” циркона из лейкократовых гранитов месторождения Тырнауз

№ точки анализа	Содержание, г/г		Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	²⁰⁶ Pb	U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	
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.

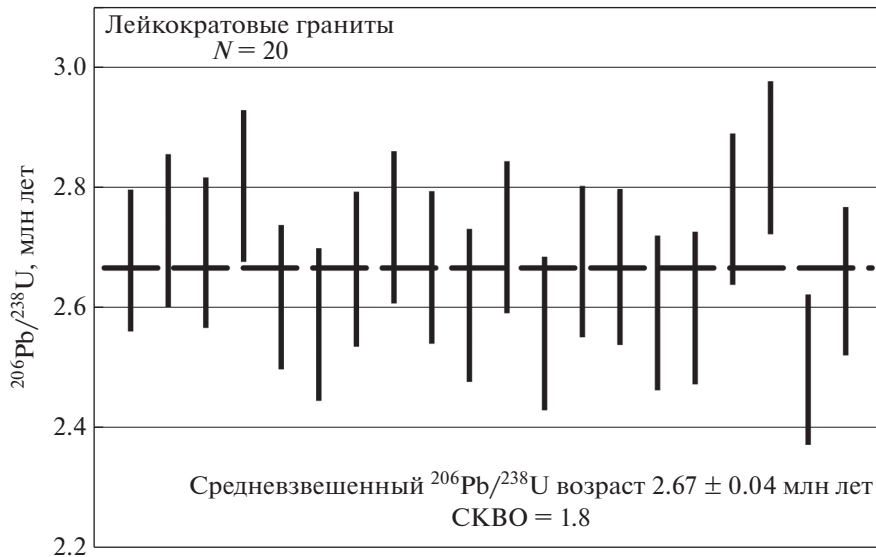
Таблица 5. Результаты U–Pb-изотопных исследований “молодого” циркона из лейкократовых гранитов месторождения Тырныауз

№ точки анализа	Содержание, г/г		Th/U	Изотопные отношения*					Возраст**, млн лет	
	$^{206}\text{Pb}_c$	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	Rho	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	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

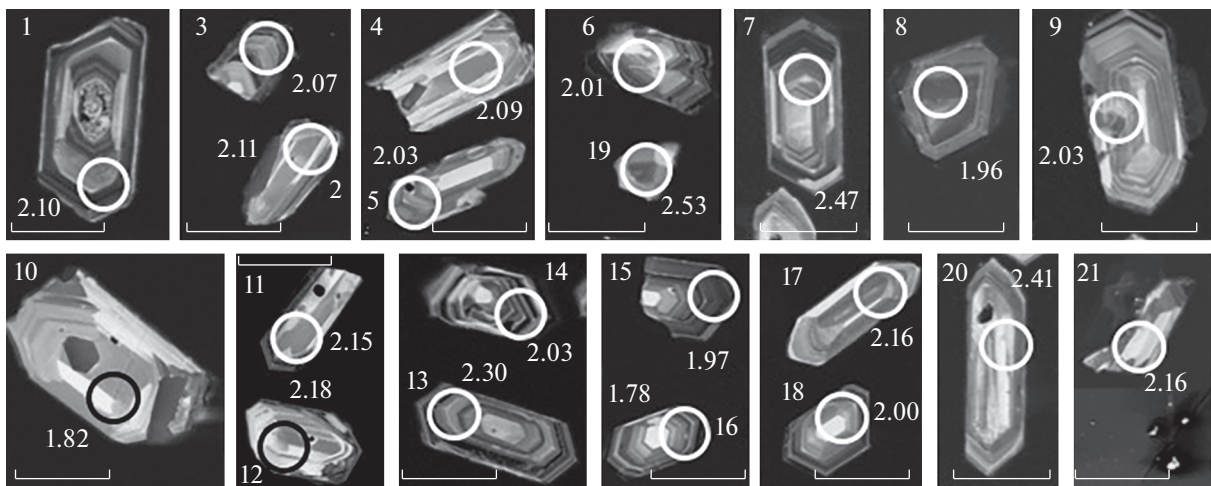
Примечание. Rho – коэффициент корреляции ошибок изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; * – без коррекции на нерадиоγενный свинец и Th/U неравновесность; ** – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст с коррекцией на нерадиогенный свинец и Th/U неравновесность согласно Sakata et al. (2017) и Sakata (2018).

бесцветными, хорошо ограниченными индивидуумами удлиненно-призматической формы длиной 100–150 мкм с коэффициентом удлинения порядка 3–4 (фиг. 9). В CL-изображении в большинстве кристаллов наблюдаются разных размеров светлое незональное ядро призматической формы и тонкозональная светлая оболочка. Кристаллы циркона в изученной пробе риолитов также представлены прозрачными бесцветными, хорошо ограниченными индивидуумами, большинство из которых, однако, характеризуется резко удлиненной (иногда игольчатой) призматической формой, с длиной до 300 мкм и коэффициентом удлинения порядка 7–10, иногда более (фиг. 10). Меньшая часть кристаллов циркона в риолитах представлена более короткими призматическими кристаллами длиной 80–100 мкм и коэффициентом удлинения порядка 2 (фиг. 10). В CL-изображении в большинстве кристаллов также наблюдаются разных размеров светлое незональное ядро призматической формы и тонкозональная светлая оболочка.

Изотопные U–Pb-исследования были выполнены для 21 зерна циркона эльдзуртинских гранитов и для 30 зерен циркона риолитов (табл. 6, 7; фиг. 9, 10). Как и для “молодого” циркона из лейкократовых гранитов, для данного “молодого” циркона корректнее определять возраст по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изотопному отношению и представлять в виде средневзвешенного значения. Соответственно, для изученной выборки циркона из эльдзуртинских гранитов средневзвешенный изотопный U–Pb-возраст составляет 2.10 ± 0.08 млн лет (СКВО = 8.5) (фиг. 11а). Для изученной выборки циркона из риолитов средневзвешенный изотопный U–Pb-возраст составляет 2.05 ± 0.04 млн лет (СКВО = 3.3) (фиг. 11б). Как и в других случаях, призматический облик и отчетливая осцилляторная зональность акцессорного циркона из эльдзуртинских гранитов и риолитов Тырныауза, отвечающего, по-видимому, “автокристам” этого минерала (Miller et al., 2007), свидетельствуют о его магматическом происхождении. Это дает основания полагать, что полученные значения средневзвешенного изотопного U–Pb-возраста соответствуют времени кристаллизации указанных пород.



Фиг. 8. Диаграмма средневзвешенного изотопного U–Pb-возраста для “молодых” цирконов из лейкокраповых гранитов месторождения Тырнауз.



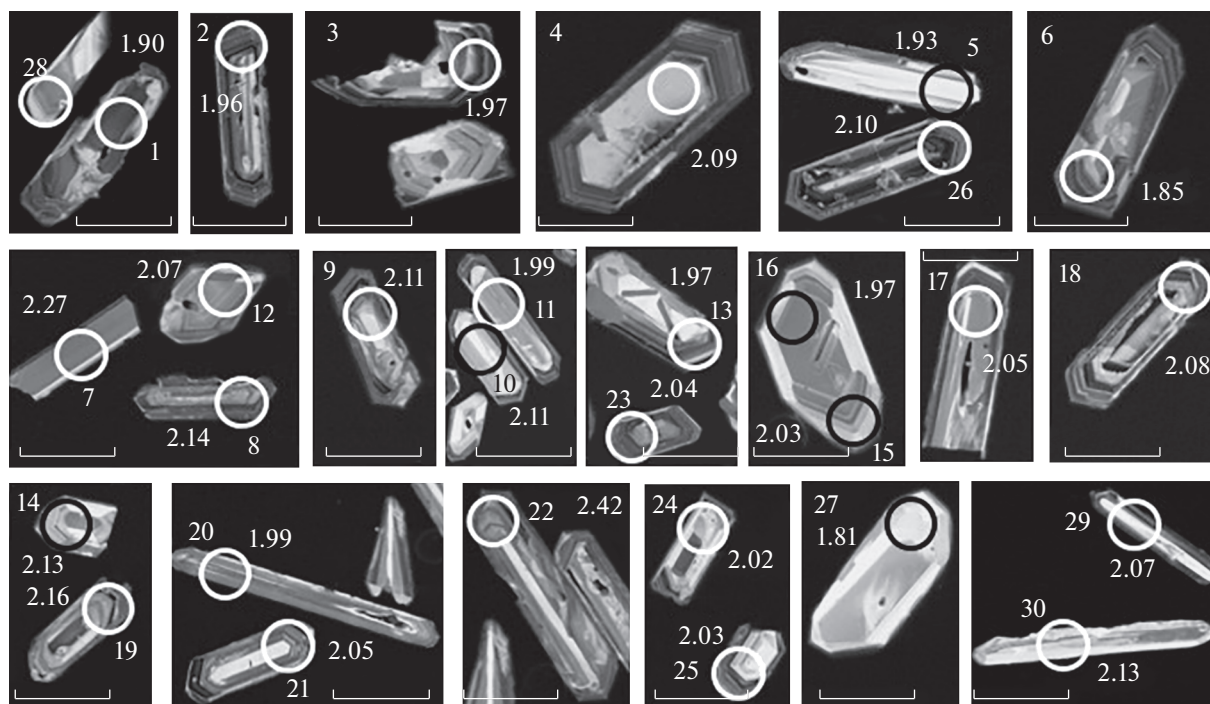
Фиг. 9. Катодолуминесцентные изображения кристаллов циркона из эльджуртинских гранитов месторождения Тырнауз. Окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в табл. 6. Показаны локальные значения изотопного возраста (млн лет; табл. 6). Длина масштабной линейки – 100 мкм.

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

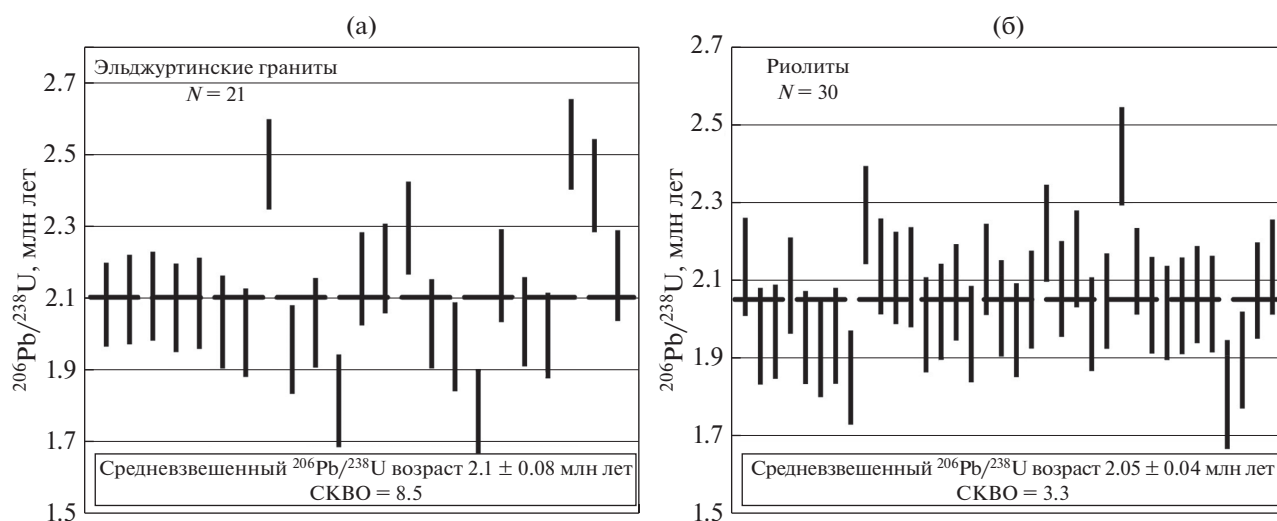
зонах кристаллов циркона. Устойчивой разницы датировок кристаллов циркона разной (от коротко-призматической до игольчатой) формы в риолитах не выявлено.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ГЕНЕЗИСА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Несмотря на очевидную фрагментарность выполненных исследований, полученные изотопные U–Pb-данные по циркону магматических пород позволяют уточнить ряд аспектов генезиса месторождения Тырнауз. В частности, установ-



Фиг. 10. Катодолуминесцентные изображения кристаллов циркона из риолитов месторождения Тырнауэз. Окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в табл. 7. Показаны локальные значения изотопного возраста (млн лет; табл. 7). Длина масштабной линейки – 100 мкм.



Фиг. 11. Диаграммы средневзвешенного изотопного $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста для цирконов из эльджуртинских гранитов (а) и риолитов (б) месторождения Тырнауэз.

ленный позднепалеозойский U–Pb-возраст циркона из пород массива “трондьемитов” подтверждает присутствие позднепалеозойских интрузивных пород на месторождении. При этом конкордантный позднепалеозойский возраст не позволяет рассматривать изученные цирконы ни в качестве “ксенокристов” (Miller et al., 2007), “унаследованных” при магматическом замеще-

нии и/или плавлении девон-нижнекаменноугольных вулканитов при внедрении более молодых (неогеновых) интрузий, ни как “автокристы” или “антекристы” (Miller et al., 2007), кристаллизовавшиеся из гибридного расплава в неогене, как это должно было бы оказаться, если бы подобная модель образования “трондьемитов” имела место. Хотя процессы магматического замеще-

Таблица 6. Результаты U–Pb-изотопных исследований циркона из эльджуртинских гранитов месторождения Тырнауза

№ точки анализа	Содержание, г/т		Th/U	Изотопные отношения*					Возраст**, млн лет	
	²⁰⁶ Pb	U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ
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 изотопных отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U и ²⁰⁶Pb/²³⁸U; * – без коррекции на нерадиоγενный свинец и Th/U-неравновесность; ** – ²⁰⁶Pb/²³⁸U-возраст с коррекцией на нерадиоγενный свинец и Th/U-неравновесность согласно Sakata et al. (2017) и Sakata (2018).

ния, контаминации и гибридизма пород широко проявлены в массиве “трондьемитов”, они, очевидно, связаны с внедрением именно позднепалеозойской магмы.

Позднепалеозойский изотопный U–Pb-возраст циркона (302 ± 4 млн лет) из пород массива “трондьемитов” Тырнауза подчеркивает возрастную близость последних к возрасту диорит-гранитных интрузивов, с которыми связан ряд других Mo–W- и W-месторождений и проявлений в регионе. В частности, близкие K–Ar-датировки были получены для неизменных биотитовых гранитов (308 млн лет) и их Mo–W-носных грейзенизированных разновидностей (305 и 304 млн лет) рудопроявления Субаши, а несколько более молодые (290–297 млн лет) – для гранитоидов W-месторождения Кти-Теберда (Подлесский и др., 1992; Гурбанов, Аретц, 1996). Таким образом, изотопный U–Pb-возраст циркона из пород массива “трондьемитов” Тырнауза совпадает с датировками герцинской–позднепалеозойской (позднекаменноугольной–раннепермской) эпохи воль-

фрамоносного магматизма и W-оруденения на Северном Кавказе (Передовом хребте) (Гурбанов и др., 1992). При подтверждении позднепалеозойского возраста скарнов Тырнауза, ввиду масштабов W-оруденения на этом объекте, могло бы быть получено наиболее веское подтверждение металлогенической значимости этой эпохи. Вместе с этим, полные формационные аналоги массива “трондьемитов” в регионе не известны (Письменный и др., 2004), а подавляющее большинство позднепалеозойских гранитоидных массивов в регионе значимой W-минерализацией не сопровождаются. Поэтому можно предположить, что эволюция состава близких по возрасту гранитоидов от диорит-гранитных плутонов (Гурбанов и др., 1992) до массивов с выраженной “трондьемитовой” (тоналит-плагиогранитной) спецификой, определяемая локальной разницей магматических источников и условий кристаллизации магмы, могла способствовать росту продуктивности вольфрамоносных интрузий.

Таблица 7. Результаты U–Pb-изотопных исследований циркона из риолитов месторождения Тырнауза

№ точки анализа	Содержание, г/т		Th/U	Изотопные отношения*					Возраст**, млн лет	
	²⁰⁶ Pb	U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ
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 изотопных отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U и ²⁰⁶Pb/²³⁸U; * – без коррекции на нерадиоогенный свинец и Th/U-неравновесность; ** – ²⁰⁶Pb/²³⁸U-возраст с коррекцией на нерадиоогенный свинец и Th/U-неравновесность согласно Sakata et al. (2017) и Sakata (2018).

Пересечение скарновых тел Тырнауза дайками и штоками лейкократовых гранитов позволяет рассматривать более древний возраст скарнов, в том числе позднепалеозойский, в связи с интрузиями “трондьемитов”. Хотя непосредственные контакты скарнов с “трондьемитами” не наблюдались (ввиду их пространственной разобщенности), такая модель, очевидно, может иметь место (Курдюков, 1983, 1984; Рехарский и др., 1997). В этом аспекте установленный позднепалеозойский возраст “трондьемитов” представляет собой необходимый, хотя еще не достаточный, элемент

модели формирования крупных тел скарнов Тырнауза, соответственно, в позднем палеозое в связи с внедрением “трондьемитов”. Для уверенного определения возраста скарнов Тырнауза необходимо изотопное датирование скарновых минералов.

Более проблематичным является отнесение рудной минерализации в скарнах к “долейкогранитной”, поскольку, несмотря на обычное присутствие ксенолитов безрудных скарнов, ксенолиты скарнов с рудной минерализацией в лейкократовых гранитах или не отмечаются, или их

взаимоотношения с вмещающими породами не выглядят однозначными. Большая часть Mo–W-рудной минерализации в скарнах, несомненно, связана с пересекающими их послескарновыми метасоматическими жилами, прожилками и их штокверками (Граменицкий и др., 1978), которые пересекают также и лейкократовые граниты. Вместе с этим, существенная часть молибдошеелита в минерализованных скарнах не обнаруживает, по крайней мере, явной связи с секущими скарны метасоматическими жилами, а распределена в виде тонкой вкрапленности, отдельных небольших гнезд, неправильной формы скоплений, цепочек зерен вдоль реликтовой полосчатости скарнов, в связи с равномерным “объемным” замещением (“пропитыванием”) скарнов апоскарновыми минеральными ассоциациями. Последние достаточно строго ограничены контурами скарновых тел, причем проявлена и “внутризалежная” минеральная зональность, выраженная в тяготеении более высоких концентраций молибдошеелита к контакту скарновых тел с мраморами (Курдюков, 1979). Все это трудно объяснить с позиций исключительной связи рудной минерализации с “наложенным” (“пост-лейкогранитным”) рудным штокверком и может указывать, напротив, на замещение безрудных скарнов рудоносными апоскарновыми метасоматитами непосредственно при гидротермальной эволюции, по крайней мере, на определенном (раннем) этапе формирования месторождения. Эти признаки могут отвечать “долейкогранитному” (в том числе позднепалеозойскому) возрасту данной апоскарновой рудной минерализации, тогда как последующие штокверки рудоносных метасоматических жил могут представлять более молодую рудную стадию.

Магматические породы юрского возраста ранее в рудном поле не отмечались. Присутствие даек основных пород позднеюрского возраста, с изотопным U–Pb-возрастом циркона, составляющим 155 ± 2.0 млн лет, вероятно, отражает активизацию зоны Пшекиш-Тырныузского разлома в связи с индосинийским и/или киммерийским тектоно-магматическим циклом развития северной окраины палеоокеана Тетис и с проявлением процессов рассеянного рифтогенеза, начавшихся в триасе и достигших своей кульминации в юрское время (Лавришев и др., 2011).

Заслуживают обсуждения изотопные U–Pb-данные о неогеновом (2.67 ± 0.04 млн лет) возрасте становления лейкократовых гранитов. Эти результаты указывают на значительно более молодой возраст данных пород, по сравнению с ранее имевшимися изотопными датировками лейкократовых гранитов, полученными K–Ar-методом (от 90 млн лет до 20 ± 2 и 7 ± 1.5 млн лет; Борсук и др., 1972; Борсук, 1979), но отличающийся от датировок лейкократовой фации эльджуртинских гранитов, развитых на удалении от

этого штока (по которой указанные авторы получили K–Ar-даты 2 ± 0.2 млн лет). Причина такой разницы датировок лейкократовых гранитов не вполне ясна и может, в том числе, объясняться наличием разновременных интрузий (фаз внедрения) этих пород, с несколько различным возрастом кристаллизации, который в целом охватывает значительный интервал времени. Следует подчеркнуть, что наши данные относятся лишь к одной из разновидностей (возможно, фаз внедрения) лейкократовых гранитов штока “Паук”; можно допустить, что при дальнейших геохронологических U–Pb-исследованиях могут быть получены и более древние датировки лейкократовых гранитов, как по штоку “Паук”, так и по другим интрузивам этих пород. В любом случае, полученные изотопные U–Pb-данные согласуются с отнесением лейкократовых гранитов Тырныуза к неointрузиям, сформированным в альпийское (неогеновое) время, но до внедрения эльджуртинских гранитов. Обращает внимание также присутствие среди “древнего” (ксеногенного) циркона выявленных в лейкократовых гранитах штока “Паук” кристаллов с датировками порядка 300 млн лет, т.е. весьма близкого возрасту “трондьемитов”. Это может косвенно указывать на присутствие последних на глубине, непосредственно под скарновыми телами; впоследствии они могли быть уничтожены при внедрении как лейкократовых, так и эльджуртинских гранитов.

Таким образом, изученные лейкократовые граниты представляют собой обособленные интрузии, которые внедрились раньше эльджуртинских гранитов, даже с учетом вариаций возраста кристаллизации верхних и более глубинных частей Эльджуртинского массива (Hess et al., 1993). Кроме более древнего возраста, весьма специфичный набор генераций циркона также отличает изученные лейкократовые граниты от эльджуртинских гранитов и исключает возможность их формирования при метасоматозе (автометасоматозе и др.) и при контактовом гибрилизме (“лейкократализации”) последних, что иногда предполагается. При этом разного рода процессы флюидно-магматической дифференциации, метасоматоза, метамагматизма, взаимодействия с вмещающими породами и т.п. при внедрении и кристаллизации лейкократовых гранитов проявились весьма интенсивно, с чем связаны широкие вариации их состава и текстурного облика. Все это позволяет подчеркнуть обособленность лейкократовых гранитов как самостоятельной, наиболее ранней интрузивной фазы или этапа становления неointрузий Тырныуза. Это согласуется как с известной “некомплементарностью” составов лейкократовых и последующих эльджуртинских гранитов (Ляхович, 1976), так и с наличием сопровождающих лейкократовые граниты, но “доэльджуртинских” аплитов и других жильных дериватов. Неогеновый

возраст лейкократовых гранитов позволяет согласиться с отнесением к неогену и молибденовой минерализации, которая формировалась после внедрения лейкократовых гранитов и продолжалась затем до и после внедрения эльджуртинских гранитов. С формированием кварц-полевошпатово-молибденитовых прожилков в неогене согласуются как данные по их изотопному K–Ar-возрасту (1.60 ± 0.25 млн лет по калиевому полевошпату; Борсук и др., 1972), так и данные определения изотопного Rb–Sr-возраста рудных образований (1.96 ± 0.02 млн лет; Журавлев, Негрей, 1993).

Полученный изотопный U–Pb-возраст (2.10 ± 0.08 и 2.05 ± 0.04 млн лет соответственно) подтверждает неогеновый (плейстоценовый, около 2 млн лет) возраст становления эльджуртинских гранитов и прорывающих их риолитов, ранее определенный для этих пород изотопными K–Ar, Rb–Sr и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методами (Борсук и др., 1972; Журавлев, Негрей, 1993; Лебедев и др., 2004). Более молодые значения возраста эльджуртинских гранитов, отмеченные другими авторами, отвечают более поздней кристаллизации глубоких частей массива. Полученные изотопные U–Pb-данные согласуются с возрастной последовательностью внедрения и кристаллизации эльджуртинских гранитов и более молодых риолитов и подчеркивают короткий временной разрыв между ними. Вместе с этим, большее разнообразие морфологических типов кристаллов циркона в риолитах предполагает более сложную историю кристаллизации этих пород, чем их непосредственное фракционирование 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 (риолито-дацитов) (Ляхович, 1976). Соответственно, еще более молодой неогеновый возраст предполагается для “пост-эльджуртинской” вольфрамовой минерализации (Кононов, Куликов, 1979), а также комплексной Mo–W–Bi–Te–Au-минерализации, которая развита в эльджуртинских гранитах (Докучаев, Носова, 1994) и играет преобладающую роль на удалении от ведущих Mo–W- и Mo-рудных тел на месторождении-спутелите Гитче-Тырныауз (Парада, Столяров, 2012).

Подтверждение “самостоятельности” интрузий лейкократовых гранитов и их раннего, определенно “доэльджуртинского” возраста подчеркивает общую антидромную последовательность внедрения магмы неинтрузий Тырныауза. Действительно, содержания кремнезема последовательно уменьшаются в ряду лейкократовые граниты → эльджуртинские граниты → риолиты (риолито-дациты) (табл. 1) и далее снижаются в еще более молодых витрофирах и витроандезитах

(Пэк, 1962; Ляхович, 1976). Современные петрогенетические интерпретации антидромного магматизма (Фролова, 1991) связывают это явление с прогрессирующим поступлением глубинных, основных магм в коровые очаги кислых расплавов по мере деструкции континентальной коры на постколлизийном, возможно, внутриплитном этапах тектонической эволюции, с соответствующим смешением контрастных по составу (основных и кислых) магм и последующей кристаллизацией итоговых, все менее кремнекислых расплавов. Участие мантийных (астеносферных) магм в развитии гранитоидного магматизма установлено для широкой группы постколлизийных (неогеновых) гранитоидных комплексов Северного Кавказа, включая плиоценовые гранитоиды Тырныауза (Эльджуртинский массив), как следствие мантийно-коровых процессов при коллизийном взаимодействии Аравийской и Евразийской плит, утолщения литосферы и ее деламинации при поступлении мантийного материала (Носова и др., 2005; Докучаев и др., 2010). Поступление глубинного материала при становлении эльджуртинских гранитов отмечалось по данным изотопных исследований (Костицын, 1995), а признаком смешения основных и кислых магм могут служить округлые включения (“энклавы”) биотит-плагиоклазового состава, распространенные в этих гранитах (Костицын, 1995; Попов и др., 1993). Петрологическим следствием смешения основных и кислых расплавов могло быть ощелачивание итогового расплава, с преобладающим ростом калиевой щелочности и устойчивой кристаллизацией крупных фенокристаллов ортоклаза-санидина (Коржинский, 1958).

Участие основных магм, по-видимому, глубинного (мантийного) происхождения в формировании неогеновых гранитоидов Тырныауза согласуется с широким развитием как молибденовой, так и последующей комплексной Mo–W–Bi–Te–Au–As–Sb-минерализации. Связь большинства этих элементов (по крайней мере Bi, Te, Au, As, Sb) с основными магмами хорошо известна, и по мере развития антидромной магматической дифференциации их роль в рудообразующей системе закономерно возрастает. Таким образом, формирование неогеновой рудной минерализации Тырныауза, начавшееся после внедрения лейкократовых гранитов с развития преобладающей молибденовой минерализации, затем продолжалось до и после внедрения внутрирудных эльджуртинских гранитов и риолитов (которые пересекают и срезают более ранние гидротермально-рудные образования). Золоторудная и ассоциирующая минерализация завершает рудообразование. Формирование золото-полиметаллической минерализации на поздних этапах развития гранитогенных магматогенно-гидротермальных систем в связи с участием основных магм, возможно, мантийной

природы, в настоящее время признается на многих редкометальных, оловорудных и иных месторождениях “гранитогенного семейства” (Seifert, 2010; Stemprok, Seifert, 2011).

Внедрение лейкократовых гранитов и формирование систем метасоматических пироксен-гранат-кварцевых, гранат-кварцевых и иных жил с молибденитом и шеелитом, а также наиболее крупных кварц-полевошпат-молибденитовых и кварц-молибденитовых штокверков, с которыми связана наиболее интенсивная молибденовая минерализация, наиболее ярко характеризует начало нового – неогенового – этапа формирования месторождения. Последующее внедрение эльджуртинских гранитов и риолитов также сопровождалось молибденовой минерализацией. Формирование кварц-молибденитовых штокверков как до, так и после внедрения эльджуртинских гранитов подчеркивалось А.А. Курдюковым, З.И. Курдюковой (1972). Такая связь молибденовой минерализации с интрузиями лейкократовых гранитов и субвулканических тел риолитов имеет черты сходства с магматогебно-гидротермальными системами ряда крупных месторождений молибдена (с подчиненным вольфрамом), в частности, месторождений типа Юред-Хендерсон и Клаймакс (Wallace, 1995; Seedorff, Einaudi, 2004; Audetat, 2015). В некоторых Мо-месторождениях данного типа отмечаются бимодальные лейкогранит-лампрофировые комплексы, подчеркивающие связь магматизма с глубинными источниками (Bookstrem et al., 1988).

Золоторудная и ассоциирующая минерализация формировалась после внедрения эльджуртинских гранитов и сопровождающих их малых интрузий (даек аплитов, аляскитов и др., а также даек и штоков риолитов и других субвулканических пород) и получила наибольшее развитие на месторождении-сателлите Гитче-Тырныауз. Данная Au-минерализация, ввиду обычного присутствия минералов Mo, W, Bi, Te, As, Sb, имеет признаки сходства с комплексной плутоногенной (“intrusion-related”) минерализацией многих месторождений, которые ряд авторов относят к редкометально-золоторудному типу (Гамянин и др., 2000). Вероятно, можно усмотреть и определенное сходство поздней Au–Te-минерализации с эпитермальной, особенно ввиду ее возможной связи с субвулканическими интрузиями. На данном этапе исследований пока не ясно, развивается ли золотая минерализация как непосредственное эволюционное продолжение молибденовой или формируется на обособленном этапе, в связи с внедрением наиболее поздних, наименее кремнекислых интрузий, в том числе витроандезитов и т.п. Развитие золоторудной минерализации в связи с неогеновым магматизмом на Тырныаузе согласуется с широким распространением близкой по составу Au–As–Sb–Sn–Mo-минерализа-

ции в связи с неоген-четвертичными интрузиями на Северном Кавказе (Кайгородова и др., 2021).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые выполненные (методом LA-ICP-MS) исследования изотопного U–Pb-возраста циркона в главных типах магматических пород месторождения Тырныауз подчеркивают присутствие на месторождении магматических пород как неогенового, так и более древнего (вплоть до позднепалеозойского) возраста.

Наиболее ранними являются породы массива “трондьемитов” (с внедрением нескольких интрузивных фаз), сформированные в позднем палеозое. Позднепалеозойский возраст массива “трондьемитов”, подтвержденный полученным изотопным U–Pb-возрастом (302 ± 4 млн лет) циркона из пород главной интрузивной фазы (тоналитов-гранодиоритов) этого массива, может рассматриваться в контексте необходимого (хотя еще недостаточного) условия для обоснования модели позднепалеозойского возраста наиболее крупных тел скарнов с апоскарновой Mo–W-минерализацией на месторождении Тырныауз.

На следующем, более позднем (неогеновом) этапе происходило внедрение штоков и сложных интрузивных тел лейкократовых гранитов, срезающих и секущих скарны, с формированием тел магматических брекчий, внедрением сопровождающей дайковой свиты аплитов и развитием интенсивной существенно молибденовой (с подчиненным вольфрамом) минерализации в крупных жильно-прожилковых, штокверковых системах. Средневзвешенный изотопный U–Pb-возраст циркона в изученной разновидности лейкократовых гранитов составляет 2.67 ± 0.04 млн лет. Следующим было внедрение крупного массива биотитовых (эльджуртинских) гранитов, связанной с ними дайковой свиты аплитов и аляскитов, а далее – внедрение субвулканических тел риолитов. Средневзвешенный изотопный U–Pb-возраст циркона в эльджуртинских гранитах составляет 2.10 ± 0.08 млн лет, а в риолитах – 2.05 ± 0.04 млн лет. Внедрение этих пород сопровождалось формированием как молибденовой, так и комплексной Mo–W–Bi–Te–Au-минерализации, наиболее интенсивной на сателлитном Au-месторождении Гитче-Тырныауз.

Полученные изотопные U–Pb-данные обнаруживают хорошую сходимость с данными, полученными ранее с помощью изотопных K–Ar- и Rb–Sr-методов, в том числе для молодых (молочее 3 млн лет) магматических пород Тырныауза. Таким образом, изотопный U–Pb (LA-ICP-MS) метод показал свою эффективность для определения возраста циркона из таких молодых магматических образований. Выявление магматических

пород ранее неизвестного на месторождении возраста (например, юрской дайки) подчеркивает возможность дальнейшей детализации представлений об истории магматизма Тырныауза. Интересны также данные о возрасте “древнего”, ксеногенного циркона, дающие информацию о составе фундамента оргена.

БЛАГОДАРНОСТИ

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

ФИНАНСИРОВАНИЕ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аракелянц М.М., Борсук А.М., Шанин Л.Л.* Новейшая гранитоидная вулcano-плутоническая формация Большого Кавказа по данным калий-аргонового датирования // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182. № 5. С. 1157–1160.
- Багдасарян Г.П., Ляхович В.В.* Новые данные по абсолютному возрасту горных пород Тырныауза // Геология руд. месторождений. 1981. № 4. С. 97–102.
- Борсук А.М.* Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 299 с.
- Борсук А.М., Аракелянц М.М., Шанин Л.Л.* Этапы кайнозойского гранитоидного магматизма и молибденового оруденения на Северном Кавказе по геологическим и радиологическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 2. С. 135–138.
- Богина М.М.* Петрология плиоценовых гранитоидов коллизионного типа Большого Кавказа // Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 1994.
- Гамянин П.Н., Гончаров В.И., Горячев Н.А.* Золото-редкометальные месторождения Северо-Востока России // Тихоокеан. геол. 2000. № 15. С. 619–636.
- Граменицкий Е.Н., Зиновьева Н.Г., Кононов О.В., Нестеров И.В.* Основные черты минералогии и зональности послескарновых продуктивных метасоматитов Тырныауза // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1978. Вып. 7. С. 13–27.
- Граменицкий Е.Н., Кононов О.В.* Минеральные ассоциации и типы Мо-В руд Слепой залежи Тырныаузского месторождения // Геология руд. месторождений. 2019. № 4. С. 72–91.
- Гурбанов А.Г., Аретц И.* Критерии вольфрамоносности гранитов позднепалеозойской диорит-гранитной формации, Северный Кавказ // Петрология. 1996. № 4. С. 386–406.
- Гурбанов А.Г., Рехарский В.И., Андрианов В.И. и др.* О временной связи вольфрамового оруденения с гранитами позднепалеозойской диорит-гранитной формации (Северный Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 6. С. 124–131.
- Дзгоева Е.А., Кононов О.В., Спиридонов Э.М.* Геологическое строение тоналит-плагиогранитного массива Тырныауза (Северный Кавказ) // Вестник МГУ. Сер. 4 Геология. 1983. № 3. С. 45–57.
- Докучаев А.Я., Бубнов С.Н., Гурбанов А.Г., Газеев В.М., Курчаев А.М., Лексин А.Б.* Металлогения неогеновых гранитоидов Северного Кавказа // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования: матер. науч. конф. Москва: ИГЕМ РАН, 2010. С. 64–65.
- Докучаев А.Я., Носова А.А.* Рудная минерализация в разрезе Тырныаузской глубокой скважины (Северный Кавказ) // Геология руд. месторождений. 1994. № 3. С. 218–229.
- Емкужев А.С., Джубуев Н.С.* Минерально-сырьевая база Кабардино-Балкарской республики // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2012. № 1. С. 42–55.
- Журавлев Д.З., Негрей Е.В.* Синхронность формирования Эльджуртинского гранита и рудоносных метасоматитов Тырныауза (Северный Кавказ) по данным Rb–Sr метода // Докл. РАН. 1993. Т. 332. № 4. С. 483–487.
- Кайгородова Е.Н., Лебедев В.А., Чернышев И.В., Якушев А.И.* Проявления неоген-четвертичного магматизма в Восточной Балкарии (Северный Кавказ, Россия): изотопно-геохронологические данные // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 496. № 1. С. 36–44.
- Кононов О.В.* Процессы молибдено-вольфрамового оруденения в скарнах Тырныаузского месторождения. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1963.
- Кононов О.В., Куликов И.В.* Новые данные о возрастных отношениях молибден-вольфрамового оруденения с эльджуртинским гранитом Тырныауза // Геология руд. месторождений. 1979. № 4. С. 100–103.
- Коржинский Д.С.* Кислотность-щелочность как важнейший фактор магматических и послемагматических процессов // Матер. ко 2-му Всесоюзному петрографическому совещанию. Ташкент, 1958. С. 22.
- Костицын Ю.А.* Условия становления эльджуртинского гранита по изотопным данным (кислород и стронций) в вертикальном разрезе // Геохимия. 1995. № 6. С. 780–797.
- Костицын Ю.А., Кременецкий А.А.* Возраст заключительного магматического этапа эльджуртинского гранита: Rb–Sr-изотопное датирование аплитов // Геохимия. 1995. № 7. С. 925–931.
- Курдюков А.А.* О возрасте редкометального оруденения зоны Передового хребта (Северный Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 5. С. 135–145.
- Курдюков А.А.* Литологический контроль оруденения месторождения Тырныауз (Северный Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 2. С. 99–111.
- Курдюков А.А.* Условия образования лейкократовых гранитоидов Тырныауза // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1982. № 11. С. 95–104.
- Курдюков А.А.* Структурно-магматические предпосылки оценки возраста редкометального оруденения Тырныауза // Геология руд. месторождений. 1983. № 4. С. 49–63.
- Курдюков А.А.* Эволюция термального метаморфизма Тырныаузского рудного поля и связанного с ним ору-

- денения // Геология руд. месторождений. 1984. № 4. С. 34–43.
- Курдюков А.А., Курдюкова З.И. О двух циклах рудообразования на месторождении Тырнауз (Северный Кавказ) // Докл. АН СССР. 1972. Т. 205. № 2. С. 424–427.
- Лаврицев В. А., Шейков А. А., Андреев В. М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист К-37 (Сочи), К-38 (Махачкала), К-39. Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 431 с.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Аракелянц М.М. Продолжительность молодого (плиоценового) интрузивного магматизма в Тырнаузском рудном поле, Северный Кавказ: новые K–Ar- и Rb–Sr-данные // ДАН. 2004. Т. 396. № 2. С. 244–248.
- Ляхович В.В. Связь оруденения с магматизмом (Тырнауз). М.: Наука, 1976. 424 с.
- Носова А.А., Одикадзе Г.Л., Докучаев А.Я. Вольфрамоносные дайки глубоких частей Эльджуртинского гранитного массива (Северный Кавказ) // Докл. РАН. 1996. Т. 346. № 1. С. 79–81.
- Носова А.А., Сазонова Л.В., Докучаев А.Я. и др. Неогеновые позднеколлизийные субщелочные гранитоиды района Кавказских минеральных вод: T–P–fO₂-условия становления, фракционная и флюидно-магматическая дифференциация // Петрология. 2005. № 2. С. 139–178.
- Парада С.Г., Столяров В.В. О связи золотого оруденения северного фланга Тырнаузского месторождения с интрузивными комплексами (Кабардино-Балкарская Республика) // ДАН. 2012. Т. 443. № 4. С. 437–440.
- Письменный А.Н., Пичужков А.Н., Зарубина М.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (издание второе). Серия Кавказская. Листы К-38-I, VII (Кисловодск). Объяснительная записка. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2004. 364 с.
- Подлесский К.В., Власова Д.К., Иванова Г.Ф. и др. Условия формирования шеелитового рудопроявления Субаши в Тырнаузском рудном районе // Геология руд. месторождений. 1992. № 3. С. 47–65.
- Попов В.С., Кременецкий А.А., Липчанская Л.И., Удод Н.И. Петрология Эльджуртинского гранитного массива (Северный Кавказ) по данным глубокого бурения (состав гранитов и характер их изменчивости по вертикали) // Зап. ВМО. 1993. Ч. СХХII. № 3. С. 11–29.
- Пэк А.В. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырнауз. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 168 с.
- Рехарский В.И., Кудрин А.В., Малиновский Е.П. и др. Распределение и условия образования вольфрам-молибденового оруденения на месторождении Тырнауз (Россия) // Геология руд. месторождений. 1997. № 2. С. 153–162.
- Родзянко Н.Г., Нефедов Н.К., Свириденко А.Ф. Редкометальные скарны Тырнауза. М.: Недра, 1973. 216 с.
- Соболев Р.Н., Кононов О.В. Новые данные об этапах формирования гранитов массива Эльджурту // Докл. РАН. 1993. Т. 330. № 3. С. 360–362.
- Столяров В.В. Состав, условия локализации и поисковые признаки оруденения золото-скарнового типа северного фланга Тырнаузского рудного поля. Автореф. дисс.канд. геол.-мин. наук. Ростов-на-Дону: ИАЗ ЮНЦ РАН, 2015.
- Фролова Т.И. Гомодромная и антидромная последовательность магматизма и земная кора // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1991. № 1. С. 3–19.
- Хитаров Н.И., Сендеров Э.Э., Бычков А.М. и др. Особенности условий становления Эльджуртинского гранитного массива. М.: Наука, 1980. 120 с.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийско-Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
- Хрущев Н.А. Тырнауз (скарновое вольфрамово-молибденовое месторождение на Северном Кавказе) // Сов. геология. 1958. № 2. С. 51–72.
- Andersen T. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb // Chem. Geol. 2002. V. 192. P. 59–79.
- Audetat A. Compositional evolution and formation conditions of magmas and fluids related to porphyry Mo mineralization at Climax, Colorado // J. Petrology. 2015. V. 56. № 8. P. 1519–1546.
- Bookstrom A.A., Carten R.B., Shannon J.R., Smith R.P. Origins of bimodal leucogranite–lamprophyre suites, Climax and Red Mountain porphyry molybdenum systems, Colorado: petrologic and strontium isotopic evidence. Colorado School of Mines, 1988. V. 83. P. 1–22.
- Elbrus Mining Company. <http://elbrusmining.com/?lang=en> Accessed 18.01.2021.
- 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.
- 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. 17.531–17.549.
- 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 Planet. Sci. Lett. 1993. V. 117. № 3–4. P. 393–406.
- Hiess J., Condon D.J., McLean N., Noble S.R. ²³⁸U/²³⁵U systematics in terrestrial uranium-bearing minerals // Science. 2012. V. 335. P. 1610–1614.
- Hoskin P.W.O., Black L.P. Metamorphic zircon formation by solid-state re-crystallization of protolith igneous zircon. J. Metamorphic Geology. 2000. V. 18. P. 423–439.
- 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.
- 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 // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.
- Ludwig K. User's Manual for Isoplot 3.00. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA, 2003. P. 1–70.

- MacLean W.H., Barrett T.J.* Lithogeochemical techniques using immobile elements // *J. Geochem. Explor.* 1993. V. 48. P. 109–133.
- 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.
- 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.
- Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A.* The Caucasus: an actual example of the initial stage of continental collision // *Tectonophysics.* 1989. V. 161(1–2). P. 1–21.
- Richards J.P.* Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen. From subduction to collision // *Ore Geol. Rev.* 2015. V. 70. P. 323–345.
- 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.
- Sakata S.* A practical method for calculating the U–Pb age of Quaternary zircon: Correction for common Pb and initial disequilibria // *Geochem. J.* 2018. V. 52. P. 281–286.
- Seedorff E., Einaudi M.T.* Henderson porphyry molybdenum system, Colorado: I. Sequence and abundance of hydrothermal mineral assemblages, flow paths of evolving fluids, and evolutionary style // *Econ. Geol.* 2004. V. 99. P. 1–35.
- Seifert T.* Contributions to the metallogenetic importance of lamprophyres – examples from polymetallic Au-, Sn-W-Mo–Li–In-, As–Zn–Sn–Cu–In–Pb–Ag-/Ag–Sb-, and U-ore clusters // *Mineralogia.* 2010. V. 37. P. 55–58.
- Slama J., Kosler J., Condon D.J., et al.* Plesovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. V. 249. № 1–2. P. 1–35.
- 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 // *Chem. Geol.* 2017. V. 472. P. 8–21.
- Sosson M., Kaymakci N., Stephenson R. A., Bergerat F., Starostenko V. (eds).* Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform // Geological Society, London, Special Publications. 2010. V. 340. P. 181–238.
- Stemprok M., Seifert T.* An overview of the association between lamprophyric intrusions and rare-metal mineralization // *Mineralogia.* 2011. V. 42. P. 121–162.
- Wallace S.R.* The Climax-type molybdenum deposits: what they are, where they are, and why they are // *Econ. Geol.* 1995. V. 90. P. 1359–1380.