

ZIRCONS FROM ROCKS OF THE MURZINKA-ADUI METAMORPHIC COMPLEX: GEOCHEMISTRY, THERMOMETRY, POLYCHRONISM, AND GENETIC CONSEQUENCESG.Yu. Shardakova  , S.V. Pribavkin , A.A. Krasnobaev , N.S. Borodina , M.V. Chervyakovskaya 

Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 15 Academician Vonsovsky St, Ekaterinburg 620016, Russia

ABSTRACT. Transformation of the oceanic crust into the continental one in orogenic belts is an important problem in petrological studies. In the paleocontinental sector of the Urals, a key object for tracing the stages of metamorphism and investigating the origin of anatectic granites is the Murzinka-Adui metamorphic complex. We have analyzed trace elements in zircons and established their genesis, sources, crystallization conditions, and stages of metamorphic events and granite generation in this complex. Zircons compositions were determined by the LA-ICP-MS method. Temperatures were calculated from Ti contents in the zircons. We distinguish three geochemical types of zircons, which differ in the ratios of light and heavy REE, U, Th, Ti, Y and show different values of Ce- and Eu-anomalies and Zr/Hf ratios, which are indicative of different crystallization conditions, as follows. Type I: minimal total LREE content; clear negative Eu- and Ce- anomalies; features of magmatic genesis; crystallization temperatures from 629 to 782 °C. Type II: higher contents of Ti, La, and LREE; low Ce-anomaly; assumed crystallization from highly fluidized melts or solutions. Type III: low positive Eu-anomaly; high REE content; low Th/U-ratio; zircons are assumed to originate from a specific fluidized melt with a high Eu-concentration. Ancient relict zircons (2300–330 Ma) in gneisses and granites show features of magma genesis and belong to types I and II. Such grains were possibly inherited from granitoid sources with different SiO₂ contents and different degrees of metamorphism. Based on the geological and petrogeochemical features and zircon geochemistry of the Murzinka-Adui complex, there are grounds to conclude that the material composing this complex was generated from the sialic crust. The main stages of metamorphism and/or granite generation, which are traceable from the changes in types and compositions of the zircons, are dated at 1639, 380–370, 330, and 276–246 Ma. Thus, transformation of the oceanic crust into the continental one was a long-term and complicated process, and, as a result, the thickness of the sialic crust is increased in the study area.

KEYWORDS: continental crust; granite; zircon; zonality; geochemistry; geothermometer; metamorphism; Middle Urals

FUNDING: The study was funded from the federal budget of Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS (Contract AAAA-A18-118052590029-6).

RESEARCH ARTICLE

Received: April 14, 2020

Revised: January 18, 2021

Correspondence: Galina Yu. Shardakova, shardakovagalina@mail.ru

Accepted: February 12, 2021

FOR CITATION: Shardakova G.Yu., Pribavkin S.V., Krasnobaev A.A., Borodina N.S., Chervyakovskaya M.V., 2021. Zircons from rocks of the Murzinka-Adui metamorphic complex: geochemistry, thermometry, polychronism, and genetic consequences. *Geodynamics & Tectonophysics* 12 (2), 332–349. doi:10.5800/GT-2021-12-2-0527

ЦИРКОНЫ ИЗ ПОРОД МУРЗИНСКО-АДУЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (СРЕДНИЙ УРАЛ): ГЕОХИМИЯ, ТЕРМОМЕТРИЯ, ПОЛИХРОННОСТЬ, ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Г.Ю. Шардакова, С.В. Прибавкин, А.А. Краснобаев, Н.С. Бородина, М.В. Червяковская

Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620016, Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, Россия

АННОТАЦИЯ. Изучение процесса преобразования океанической коры в континентальную, идущего в орогенных поясах, – важный вопрос петрологии. Мурзинско-адуйский метаморфический комплекс, расположенный в палеоконтинентальном секторе Урала, является одним из ключевых объектов, где можно проследить этапы метаморфизма и сопряженного с ним анатектического гранитообразования. Цель работы – на основе анализа микроэлементного состава цирконов из гнейсов и жильных гранитов данного комплекса установить их генезис, источники, условия кристаллизации, уточнить этапность гранитообразования. Состав цирконов изучался методом LA-ICP-MS, температуры рассчитаны по содержанию титана в цирконе. Выделены три геохимических типа цирконов, различающихся соотношением легких и тяжелых РЗЭ, U, Th, Ti, Y, величинами Zr/Hf-отношения и аномалий Ce и Eu, что предполагает разницу в условиях кристаллизации. Цирконы I типа содержат минимальное количество LREE, имеют ясные негативные аномалии Ce и Eu, обладают признаками магматического генезиса. Температура их кристаллизации составляет 629–782 °С. Цирконы II типа имеют более высокие содержания Ti, La, LREE, слабую аномалию Ce. Предполагается их кристаллизация из высокофлюидизированных расплавов или растворов. Цирконы III типа обладают слабой позитивной аномалией Eu, высокой суммой РЗЭ, низким Th/U-отношением и могли образоваться из особого флюидонасыщенного расплава с высокой концентрацией Eu. Древние реликтовые цирконы с широким разбросом возрастов (от 2300 до 330 млн лет) фиксируются в гнейсах и гранитах, имеют признаки магматического генезиса, соответствуя I и II типу. Они могли быть заимствованы из источников гранитоидного состава, имеющих разную основность или в разной степени преобразованных. Особенности строения мурзинско-адуйского комплекса, петрогеохимические параметры пород, геохимия цирконов указывают на сиалическую природу вещества, слагающего данный сегмент земной коры. Главные этапы метаморфизма и/или гранитообразования, которые нашли выражение в смене морфотипов и составов цирконов, отвечают 1639, 380–370, 330 и 276–246 млн лет, т.е. процесс континентализации был длительным, сложным и привел к повышенной мощности сиалической коры.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: континентальная кора; гранитоиды; цирконы; зональность; геохимия; геотермометрия; метаморфизм; Средний Урал

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Работа выполнена в рамках госбюджетной темы ИГГ УрО РАН № АААА-А18-118052 590029-6.

Памяти Германа Борисовича Ферштатера – ведущего уральского петролога, учителя и друга

1. ВВЕДЕНИЕ

Процесс наращивания океанической коры и ее последующее преобразование в континентальную, идущее в орогенных поясах, всегда являлись одной из ключевых проблем петрологии. В пределах Уральского подвижного пояса механизм наращивания континентальной коры изучается на примере крупных метаморфических комплексов [Keilman, 1974; Korovko, Dvoeglazov, 1986; Rusin, 2004; Hetzel, Romer, 1999; Pystina, Pystin, 2002; Alekseev et al., 2009; Shardakova, 2016; Fershtater, 2013; Koroteev et al., 2018; и др.], развитие которых часто завершается анатектическим гранитообразованием. Одним из таких объектов является мурзинско-адуйский метаморфический комплекс (ММК), получивший широкую известность в мире в связи с приуроченными к нему месторождениями камнесамоцветного сырья [Fersman, 1960; Talantsev, 1988].

Начиная с 80-х гг. прошлого столетия породы ММК находились в центре внимания сотрудников лаборатории петрологии магматических формаций Института геологии и геохимии УрО РАН. За это время был собран и изучен обширный каменный материал. Появление новых, более точных, аналитических методик придало новый импульс изучению этого уникального объекта. В результате был опубликован целый ряд важных работ Г.Б. Ферштатера с соавторами [Fershtater, 2013; Fershtater et al., 2018, 2019, и литература в них]: «Модель мантийно-корового взаимодействия и сопряженного магматизма в надсубдукционном орогене (палеозой Урала)», «Мурзинский массив как пример межформационного плутона: магматические источники, геохимическая зональность, особенности формирования», «Возраст и изотопно-геохимические особенности мурзинско-адуйского метаморфического комплекса в связи с проблемой формирования Мурзинского межформационного гранитного плутона». Было показано, что особенностью ММК является присутствие в гнейсах

цирконов с U-Pb возрастом от 2300 до 250 млн лет, указывающее на разнообразие субстратов и многоэтапность событий, предшествующих гранитообразованию, а в гранитах – реликтовых цирконов из субстрата и новообразованных молодых зерен.

В продолжение этих работ Г.Б. Ферштатером предполагалось изучение геохимии разновозрастных групп цирконов из гнейсов и жильных гранитов ММК, которое было реализовано авторами настоящей публикации. Цель данной работы – на основе анализа микроэлементного состава разных генераций цирконов (Прил. 1, табл. 1, 2) установить их генезис, проследить различия в условиях кристаллизации, уточнить состав субстрата для выплавления гранитоидов ММК. Отметим, что геохимические критерии, позволяющие разделять цирконы по генезису, до сих пор четко не определены и проблемы зависимости состава цирконов от P-T-X условий образования и набора совместно кристаллизующихся фаз еще далеки от разрешения, поэтому данные по каждому новому объекту вносят весомый вклад в накопление материала.

2. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА

Породы, объединяемые в состав ММК, занимают узкую и протяженную субмеридиональную полосу (10×150 км), с запада ограниченную зоной крупного регионального Мурзинского разлома (рис. 1), с востока – толщами силуро-девонских вулканогенно-осадочных пород с телами серпентинитов и гранитоидов. Описание геологического строения ММК и интрузирующих его гранитов (мурзинский, ватихский и южаковский комплексы) приведено в работах [Orogenic Granitoid Magmatism..., 1994; Friberg, Petrov, 1998; Montero et al., 2000; Gerdes et al., 2002; Popov et al., 2003; Krasnobaev et al., 2005, 2006; Petrov et al., 2010; Fershtater et al., 2018, 2019; и др.].

Породы ММК метаморфизованы в условиях верхов амфиболитовой фации и представлены преимущественно пара- и ортогнейсами диорит-гранодиоритового и адамеллитового состава, которые местами содержат прослой амфиболитов, мраморов и кристаллических сланцев. Возраст гнейсов, в соответствии с легендой к геологической карте 1:200000 [Kazakov et al., 2016], принят как средний рифей (RF₂).

Среди метаморфических пород широко распространены жильные граниты, относимые к южаковскому комплексу (рис. 1) [Orogenic Granitoid Magmatism..., 1994; Fershtater et al., 2018, 2019]. Их тела местами составляют до половины объема разреза ММК, секут гнейсовидность метаморфитов и содержат их ксенолиты. По составу гранитоиды отвечают плагиогранитам (жилы I поколения), адамеллитам, гранитам и пегматитам (жилы II поколения), внедрение которых проходило неодновременно при изменении плана деформаций пород метаморфического комплекса (синкинематические граниты).

В работе Г.Б. Ферштатера с соавторами [Fershtater et al., 2019] приведено описание морфологии, изотопные

параметры и возраст цирконов из пород ММК, изученные на SHRIMP-Iie/mc, Университет г. Гранады, Испания. Впервые было показано наличие нескольких популяций цирконов, датировки которых подразделены на семь возрастных групп (²³⁸U/²⁰⁶Pb): I – 1588±20, II – 1060±28, III – 530±11, IV – 380±6, V – 330±9, VI – 276±3, VII – 260±3 млн лет. Отмечено, что первые четыре группы представляют собой в разной мере преобразованные цирконы гнейсов, а три последние – это цирконы, возникшие в процессе гранитообразования. Установлено наличие в гнейсах и большинстве проб жильных гранитов цирконов всех возрастных группировок, что отражает процесс заимствования гранитами циркона гнейсов и развитие в гнейсах молодого «гранитного» циркона [Fershtater et al., 2019]. Данные Sr-изотопии гранитов также свидетельствуют о гетерогенном составе субстрата, участвующего в гранитообразовании, и длительности его эволюции. В частности, было показано, что источником гранитов ММК и Мурзинского массива являлись как допалеозойские ортогнейсы, так и породы палеозойского возраста.

Предметом данного исследования является состав цирконов из гнейса и жильных гранитов II поколения. Точки отбора проб показаны на рис. 1. Ниже приведена краткая петрографическая характеристика пород.

К-1024 – парагнейс, имеет средне- и мелкозернистую гранолепидобластовую структуру; состоит из биотита, олигоклаза, кварца, акцессории представлены гранатом, апатитом, сфеном, цирконом. По химическому составу близок к гранодиориту.

К-130 – гранит среднезернистый, состоит из альбит-олигоклаза (An₂₀₋₁₈), ортоклаза, кварца, биотита, участками хлоритизированного и мусковитизированного; встречаются апатит, циркон, монацит.

К-131 – гранит аплитовидный мелко- и среднезернистый, состоит из альбит-олигоклаза (An₁₅), ортоклаза, кварца, биотита. Акцессории: апатит, циркон, монацит.

К-141 – адамеллит гнейсовидный неравномернозернистый, участками перекристаллизованный с образованием гранобластового кварц-полевошпатового агрегата. Состоит из олигоклаза (An₂₅₋₂₀), кварца, биотита. Акцессории: апатит, циркон, монацит.

К-142 – гранит пегматоидный неравномернозернистый. Состоит из альбита (An₁₀₋₈), калишпата, кварца; не содержит темноцветных минералов. Акцессории представлены апатитом, цирконом. Вторичные преобразования отражены в развитии по трещинам цеолитов. Содержания петрогенных и редких элементов и U-Pb датировки данных пород приведены в работе [Fershtater et al., 2019].

3. МЕТОДЫ И МАТЕРИАЛЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Выделение цирконов из предварительно дробленых до –0.3 мм проб горных пород производилось по удельному весу в тяжелых жидкостях с последующей ручной разборкой тяжелых фракций под микроскопом. Затем цирконы помещались в круглые шашки из

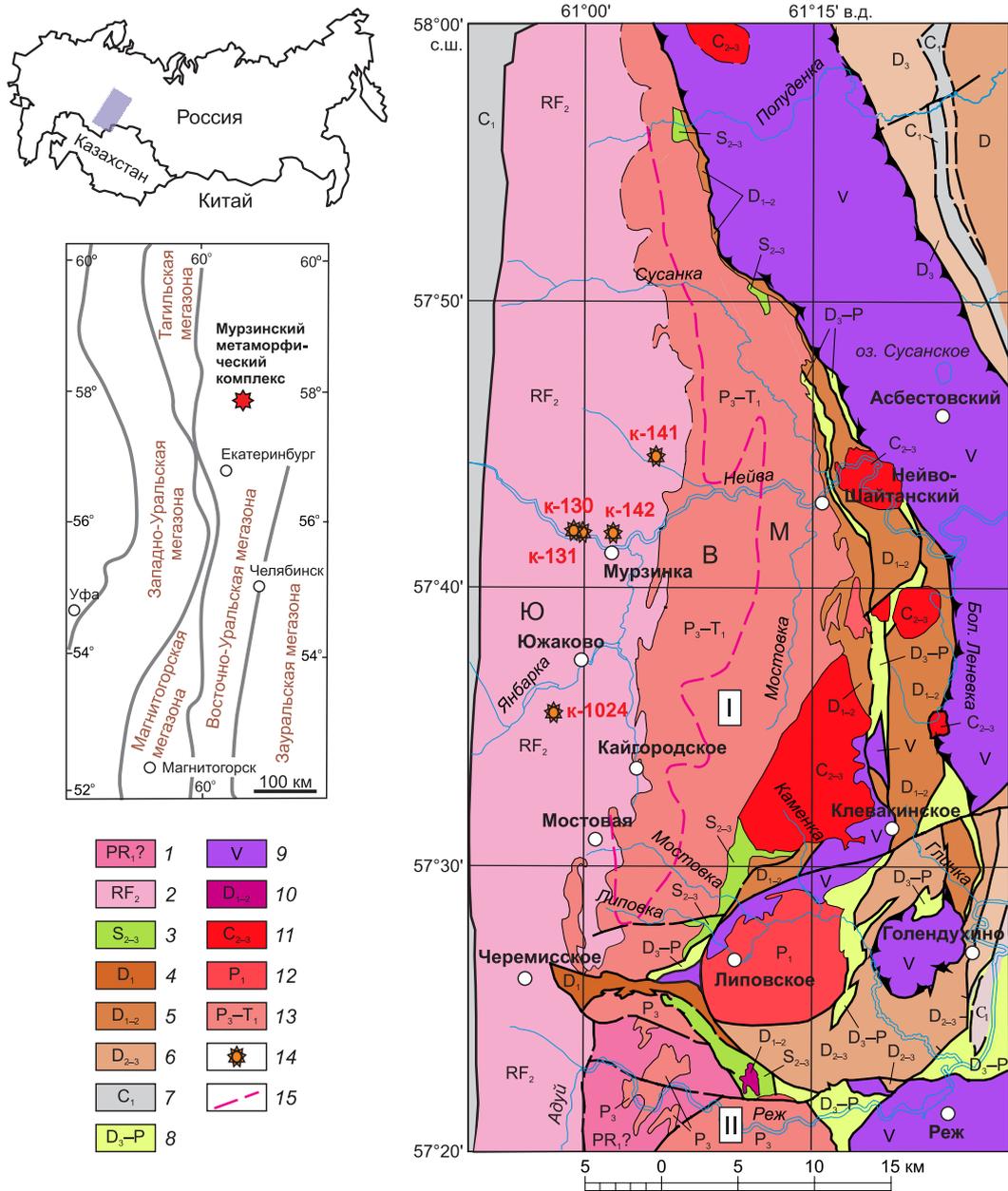


Рис. 1. Геолого-тектоническая схема северной части мурзинско-адуйского метаморфического комплекса (по [Kazakov et al., 2016], с изменениями).

Метаморфические и магматические ассоциации: 1 – мигматит-гнейсовая, 2 – кристаллических сланцев, пара- и ортогнейсов с телами жильных гранитов южаковского комплекса, 3 – терригенно-кремнистая, 4 – терригенно-карбонатная, 5 – карбонатно-терригенно-базальт-андезит-риолитовая, 6 – кремнисто-базальт-андезитобазальтовая, 7 – карбонатно-терригенно-базальт-риолитовая, 8 – меланж полимиктовый, 9 – дунит-гарцбургит-габбровая, 10 – диорит-плагиигранитовая, 11 – гранодиорит-гранитовая, 12 – монцодиорит-граносиенит-лейкогранитовая, 13 – гранитовая, гранит-лейкогранитовая; 14 – места отбора проб и их номера; 15 – пунктирная линия, разделяющая примерные области развития гранитов ватихского и мурзинского комплекса по материалам [Orogenic Granitoid Magmatism..., 1994; State Geological Map..., 2015; Fershtater et al., 2018]. Заглавными буквами Ю, В, М обозначены области развития гранитов южаковского, ватихского, мурзинского комплексов, соответственно. I – Мурзинский массив, II – Адуйский массив.

Fig. 1. Schematic map showing the geological and tectonic structure of the northern segment of the Murzinka-Adui metamorphic complex (modified after [Kazakov et al., 2016]).

Metamorphic and magmatic associations: 1 – migmatite-gneisses, 2 – crystalline schists, para- and orthogneisses with granite veins of the Yuzhakovsky complex, 3 – terrigenous-siliceous, 4 – terrigenous-carbonate, 5 – carbonate-terrigenous-basalt-andesite-rhyolite, 6 – siliceous-basalt- andesitic basalt, 7 – carbonate-terrigenous-basalt-rhyolite, 8 – polymictic melange, 9 – dunite-harzburgite-gabbro, 10 – diorite-plagiogranite, 11 – granodiorite-granite, 12 – monzonite-granosyenite-leucogranite, 13 – granite, granite-leucogranite; 14 – sampling sites and their numbers; 15 – dotted line to show roughly contoured areas of granites of the Vatikha and Murzinka complexes, according to the data from [Orogenic Granitoid Magmatism..., 1994; State Geological Map..., 2015; Fershtater et al., 2018]. Capital letters Ю, В, М mark the Yuzhakovo (Ю), Vatikha (В), and Murzinka (М) granite complexes, respectively. I – Murzinka massif, II – Adui massif.

эпоксидной смолы (диаметр 2.5 см), при их полировке зерна минерала выводились на поверхность приблизительно на $\frac{1}{2}$ их толщины. Перед аналитической процедурой препараты очищались спиртом и азотной кислотой (3 %).

Анализировалось более 90 точек, для исследования выбраны и приведены в Прил. 1, табл. 1, 2, представительные анализы около 40 зерен цирконов, свободных от видимых включений. Микроэлементный анализ цирконов выполнен в лаборатории Центра научного оборудования Университета Гранады (CIC-UGR) методом LA-ICP-MS с использованием квадрупольного масс-спектрометра NexION 350X ICP-MS (Perkin Elmer) с приставкой для лазерной абляции NWR 213 (New Wave Research).

В качестве внешнего стандарта для коррекции масс-дискриминации был использован образец стекла NIST-610, измерения производились через каждые шесть рабочих проб. Для анализируемых участков проводили преабляцию в течение 15 с при плотности лазерного излучения 2.5 Дж/см² с последующей абляцией в течение 60 с при плотности излучения 7.5 Дж/см². Перед каждым измерением проводили замеры холостой пробы в аналогичных условиях, но при нулевой энергии лазера. Процедура измерений приведена на сайте www.ugr.es/~ibersims и в работе [Bea et al., 1996]. Обработка данных проведена с использованием программного обеспечения, написанного на языке программирования STATA™.

Содержания элементов-примесей в цирконах из гнейсов ММК и ассоциированных с ними жильных гранитов приведены в Прил. 1, табл. 1, 2. Точки для измерения микроэлементного состава цирконов выбирались максимально близко к местам ранее выполненных замеров U-Pb возраста, приведенных в [Fershtater et al., 2019] и указанных в последней строке Прил. 1, табл. 1, 2. Разделение цирконов на древние и молодые основано на данных SHRIMP-II (датировки приведены в Прил. 1, табл. 1, 2) и данных LA-ICP-MS (из-за больших погрешностей в определении возраста их датировки в таблице не приводятся). $(\text{Sm}/\text{La})_n$, $(\text{Yb}/\text{Sm})_n$ – отношения элементов, нормированных к хондриту [Sun, McDonough, 1989]. $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_n / [(\text{Sm}/\text{Gd})_n^{0.5}]$, $\text{Ce}/\text{Ce}^* = \text{Ce}_n / [(\text{La}/\text{Pr})_n^{0.5}]$, где Eu_n , Ce_n и т.п. – содержания и отношения данных элементов, нормированных на хондрит [Sun, McDonough, 1989].

4. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МОРФОЛОГИИ И СТРОЕНИИ ЦИРКОНОВ

В исследуемой выборке представлено несколько популяций цирконов, различающихся по морфологии, возрасту и геохимическим характеристикам (см. разделы 5, 6, 7).

Цирконы с возрастом древнее 276 млн лет фиксируются в гнейсе K-1024, а также содержатся в более молодых «гранитных» цирконах в виде реликтовых ядер (рис. 2). Их элементы строения (зоны роста) несогласны по отношению к более молодым зонам. На катодолюминесцентных изображениях такие ядра, как

правило, окрашены в светлые тона, имеют секториальную зональность, часто содержат следы растворения, рекристаллизации, замещения. Их облик свидетельствует о одновременном преобразовании первичных кристаллов, начиная с абразии в осадочных бассейнах и заканчивая тектонотермальными событиями, связанными с метаморфизмом и гранитообразованием, поэтому их U-Pb системы, по-видимому, часто нарушены, а возраст омоложен [Fershtater et al., 2019]. Далее по тексту такие цирконы именуются «древними».

Цирконы с возрастом моложе 276 млн лет широко развиты в жильных гранитах. Они имеют, как правило, светлые в катодолюминесцентных лучах ядра и темные каймы (рис. 2). И те, и другие зоны обладают тонкой ритмичной зональностью. Исключение составляет пр. K-141, в которой вокруг темных (высокоурановых) цирконов появляются тонкие светлые каймы. К сожалению, из-за малого размера таких кайм замеры состава и возраста в них не производились. В целом для гранитных цирконов характерна четкая удлиненная форма, полная сохранность граней, наличие тонкой ритмичной зональности, минимум микровключений и пор, что указывает на их магматическое происхождение, вероятно связанное с этапом анатектического гранитообразования в ММК. Далее по тексту такие цирконы именуются «молодыми».

5. МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ЦИРКОНОВ

5.1. Редкоземельные элементы

РЗЭ считаются наиболее устойчивыми к процессам метаморфизма и гидротермальных изменений. Нормированные к хондриту тренды распределения РЗЭ в имеющемся наборе цирконов из разных пород ММК приведены на рис. 3, содержания микроэлементов – в Прил. 1, табл. 1, 2. В каждой породе есть цирконы с разными трендами. По характеру распределения РЗЭ в них можно выделить три типа: (I) цирконы с сильно варьирующейся суммой РЗЭ 461–2395 (940) – здесь и далее в скобках приведены средние значения в г/т), низким уровнем содержания ЛРЗЭ – 8.0–55.0 (25.3), выраженной отрицательной аномалией Eu – 0.0–0.5 (0.3) и существенной положительной аномалией Ce – 3.5–72.0 (25.0); (II) цирконы, обладающие суммой РЗЭ – 432–1779 (806) при повышенных концентрациях ЛРЗЭ – 21–222 (64), меньшими величинами аномалий Eu – 0.1–0.412 (0.3) и Ce – 0.6–12.0 (2.6); (III) цирконы с суммами РЗЭ – 306–813 (599), слабыми позитивными Ce – 1.6–1.8 (1.7) и Eu – 1.2–1.8 (1.6) аномалиями, высоким содержанием ЛРЗЭ – 71–178 (112).

Цирконы со спектрами распределения I и II типа распространены во всех породах. Зерна с трендами III типа, характеризующиеся положительной аномалией Eu, довольно редкой для цирконов, встречаются только в пр. K-142. По интенсивности окраски в КЛ-изображениях цирконы с разными типами трендов не различаются.

Отметим, что для древних цирконов из гнейса K-1024 характерны более высокие величины суммы РЗЭ.



Рис. 2. Катодолюминесцентные изображения цирконов из гнейса и гранитов ММК. Цифры – номера зерен в Прил. 1, табл. 1, 2, цифры в скобках – возраст, млн лет.

Fig. 2. CL images of zircons from gneiss and granites of the Murzinka-Adui metamorphic complex. Grain numbers correspond to those in Appendix 1, tables 1 and 2. Figures in round brackets denote age (Ma).

5.2. Высокозарядные элементы

Анализ содержаний U и Th в цирконах может давать важную генетическую информацию. Характерной особенностью цирконов пород ММК является относительно высокое содержание урана (100–1000 г/т) по сравнению с торием (40–340 г/т), что довольно редко встречается в цирконах из пород Уральского орогена [Krasnobaev, 1986; Pystina, Pystin, 2002; и др.]. Уровень содержания отражается на величинах Th/U-отношения, варьирующегося в молодых цирконах в интервале 0.08–0.62 (среднее значение 0.27), а в древних (циркон из гнейса и ядра в цирконе гранитов) – 0.07–1.40 (среднее 0.36) (см. Прил. 1, табл. 1, 2).

От центра к краю в зональных зернах молодых гранитных цирконов прослеживается тенденция роста U

при снижении Th/U-отношения (рис. 4, а, б). Такое же поведение Th-U системы фиксируется в полигенных цирконах при переходе от древних ядер к молодым каймам.

Другим индикаторным отношением в цирконах является Zr/Hf. В молодых зернах из гранитов наблюдается рост концентраций Hf от центра к краю, что определяет уменьшение Zr/Hf отношения с 63 до 29 (рис. 4, б). В древних цирконах (из гнейса и ядерных зон цирконов из гранитов) это отношение имеет близкие величины.

Для цирконов титан является важным компонентом, характеризующим термический режим минералообразования (раздел 6.2). Содержания Ti в исследуемых зернах лежат в широком диапазоне значений – от

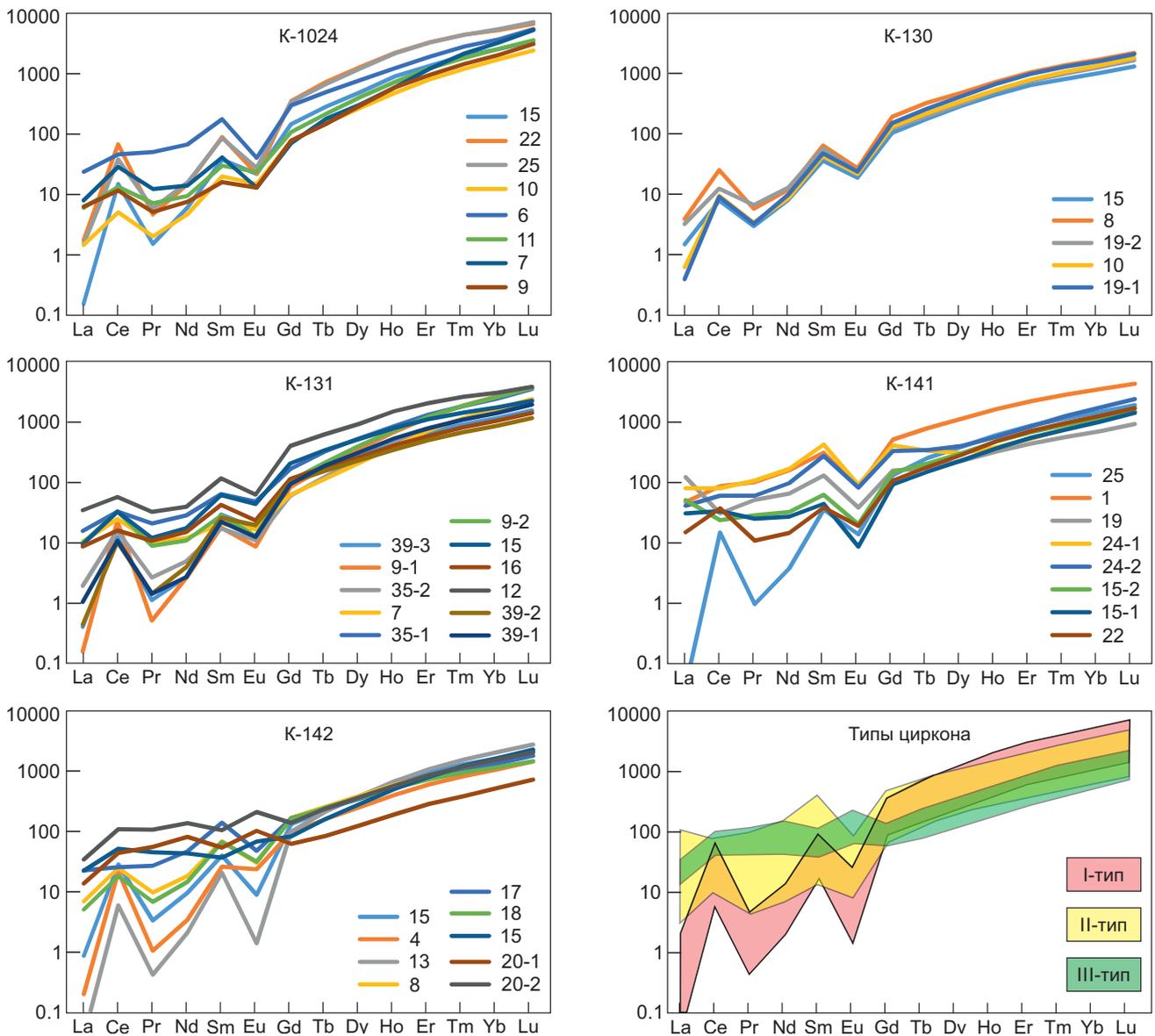


Рис. 3. Тренды распределения РЗЭ, нормированные к хондриту C1 [Sun, McDonough, 1989], в цирконах ММК.
Fig. 3. Chondrite-normalized REE distribution trends [Sun, McDonough, 1989] for zircons from the rocks of the Murzinka-Adui metamorphic complex.

2 до 120 г/т, что, согласно работе [Hoskin, 2005], может указывать на различный генезис цирконов (магматический или гидротермальный).

Концентрации других высокозарядных элементов в цирконах из пород ММК сильно варьируются: Y (420–3500 г/т), Nb – 1.6–9.7 (35) г/т, Ta – 0.55–10 (28) г/т, P – 150–615 г/т и не зависят от типа пород и их возраста, но зависят от типа циркона. Наибольшие содержания этих элементов имеют цирконы II типа.

Отмечается положительная корреляция между содержаниями U, Y, Sc и P в цирконах из пород ММК (рис. 4, в, г). Повышенные концентрации этих элементов свойственны темным КЛ зернам, имеющим как молодой, так и древний возраст. В молодых цирконах, по сравнению с древними, отмечаются повышенные содержания Sc.

В целом по соотношению указанных выше элементов цирконы из гранитов и гнейсов дают большой разброс величин, и выделить генетические различия между ними довольно трудно.

6. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

6.1. О природе цирконов

Th и U широко используются для определения природы циркона вследствие разных геохимических свойств этих элементов. Среднее значение отношения Th/U для магматических разностей, по данным ряда авторов, лежит в интервале от 0.32 до 0.70, тогда как значения ниже 0.3 или 0.1 предполагают гидротермальное происхождение [Rubatto, 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; Fu et al., 2009; Hu et al., 2012; Li et al., 2014; Zhong et al., 2018; и др.]. Отмечается, однако, что термин

«гидротермальные цирконы», или «цирконы гидротермального происхождения», довольно неопределенный. Он указывает лишь на степень структурной упорядоченности и особенности состава, но далеко не всегда характеризует природу процесса, поэтому далее в большинстве случаев термин «гидротермальный» мы используем как условный.

Накопление новых эмпирических данных по цирконам, привлечение данных по разнообразным объектам показывают, что в зернах разного генезиса отмечаются очень широкие вариации содержаний и отношений обоих элементов [Arzamastsev et al., 2007; Pelleter et al., 2007; Kaulina, 2010; Balashov, Skublov, 2011; Wang et al., 2013; и мн. др.]. В этой связи отношение Th/U не всегда может быть использовано в качестве индикатора природы цирконов, особенно в системах, изначально обогащенных ураном [Kirkland et al., 2014], как в случае с зернами из пород ММК.

В исследуемой выборке Th/U-отношение в группах молодых цирконов (<275 млн лет) варьируется от 0.08 до 0.62, т.е. находится между типично «магматическими»

и «гидротермальными» разностями. Важной особенностью является рост концентраций U и снижение Th/U-отношения от центра к краям кристаллов (от светлых в КЛ ядер к темным каймам) (рис. 4, а). Это может свидетельствовать о накоплении (часто очень резком) урана в остаточном, равновесном с цирконом расплаве или флюиде.

Отметим, что в обр. К-141 наблюдается развитие тонких, светлых в катодоллюминесценции кайм вокруг темных разностей циркона. Хотя состав таких оболочек по причине малых размеров не был определен, отмечается связь их появления с процессом разгнейсования жильных гранитов, обусловленного их синкинематической природой [Orogenic Granitoid Magmatism..., 1994], поэтому светлые оболочки вполне могут иметь метаморфическое или гидротермальное происхождение, образуясь при перекристаллизации циркона под влиянием флюида.

Известно, что в процессе фракционной кристаллизации в расплавах, наряду с понижением Th/U-отношения, снижается величина Zr/Hf [Wang et al., 2011; и др.]. Оба

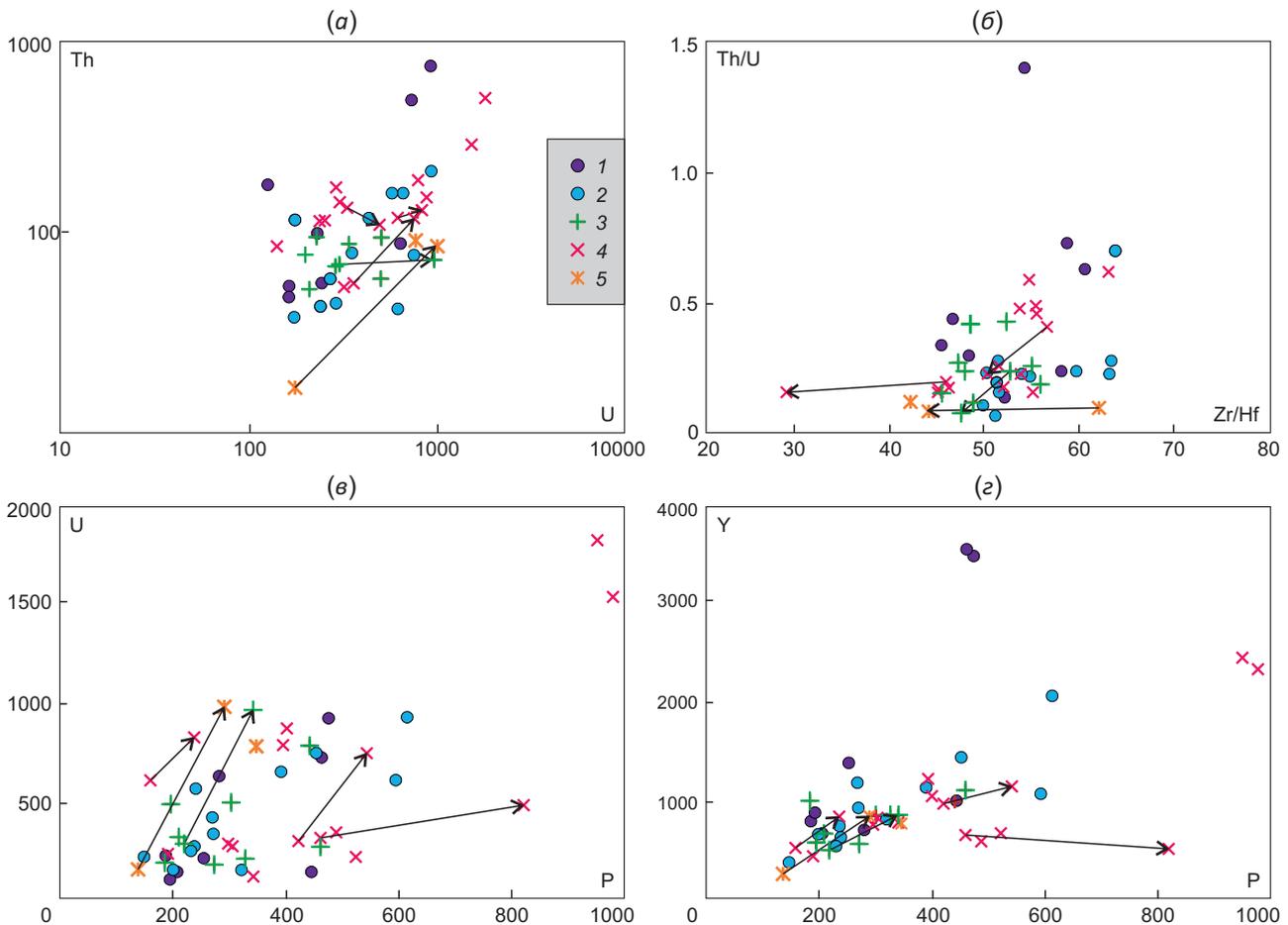


Рис. 4. Диаграммы соотношений U-Th (а), Zr/Hf - Th/U (б), P-U (в), P-Y (г) в цирконе пород ММК. 1-2 – древние цирконы из гнейса и гранитов; 3-5 – молодые цирконы из гранитов. Цирконы по типам трендов распределения РЗЭ: 1, 3 – циркон I типа, 2, 4 – циркон II типа, 5 – циркон III типа. Стрелками соединены центр и край зерна.
Fig. 4. Diagrams U-Th (a), Zr/Hf - Th/U (б), P - U (в), P - Y (г) for zircon from the rocks of the Murzinka-Adui metamorphic complex. 1-2 – ancient zircons from gneiss and granites; 3-5 – young zircons from granites. Zircons by types of REE distribution trends: 1, 3 – type I; 2, 4 – type II; 5 – type III. An arrow connects a grain center and its edge.

эти отношения мы попытались использовать в качестве маркера магматической кристаллизации циркона.

Тенденция к их совместному уменьшению от центра к краю в молодых цирконах из жильных гранитов (рис. 4, б) подтверждает наше предположение об их кристаллизации из эволюционирующего гранитного расплава, богатого флюидной фазой, но и не исключает вероятность образования контрастных зон кристаллов при различных процессах. Значения отношений Th/U и Zr/Hf в древних цирконах не показывают зависимости. Это может быть связано не только с ограниченностью выборки, но и с различным источником зерен.

Наиболее часто для определения генезиса цирконов используются диаграммы Хоскина, выражающие зависимости $La - (Sm/La)_n$ и $Ce/Ce^* - (Sm/La)_n$ [Hoskin, 2005; Fu et al., 2009]. Вся совокупность цирконов ММК образует непрерывный ряд, протягивающийся от магматических разностей к промежуточной области и «гидротермальным» цирконам (рис. 5). Точки состава циркона, имеющего тренды распределения РЗЭ I типа (независимо от возраста и типа пород), на этой диаграмме лежат в магматогенной области или очень близко к ней [Belousova et al, 2002; Hoskin, 2005; Hoskin, Ireland, 2000; и др.], тогда как цирконы II и III типа сдвигаются к «гидротермальным» разностям. Согласно [Hoskin, Schaltegger, 2003; и др.], цирконы, состав которых лежит в гидротермальном поле, могут также формироваться на поздне- и постмагматической стадии развития или в связи с метаморфизмом.

На диаграммах Хоскина пары «ядро – кайма» в молодых цирконах имеют разнонаправленные тренды (рис. 5). В одних случаях каймы смещены в сторону «гидротермальных» разностей, в других (проба 141) – в сторону магматических составов. Если в первом случае содержание La растет, а $(Sm/La)_n$, Th/U, Zr/Hf-отношения падают, отражая возрастание «гидротермальности» (понижение структурной упорядоченности?) циркона, то во втором случае понижение La и рост $(Sm/La)_n$

отношения могут быть связаны с метаморфической рекристаллизацией. Последнее обстоятельство основывается на появлении кайм и доменов новообразованного циркона в гнейсовидных жильных гранитах (проба 141), после формирования которых наблюдалась смена плана деформаций метаморфического комплекса и формирование следующего поколения жильных гранитов [Orogenic Granitoid Magmatism..., 1994].

В ряде цирконов из пегматоидного гранита К-142 (см. рис. 4) наблюдается специфическое распределение РЗЭ, характеризующееся наличием положительной аномалии Eu (III тип). Повышенные концентрации ЛРЗЭ, слабая позитивная аномалия Се определяют позицию данных цирконов вблизи поля «гидротермальных» разностей (рис. 5), чему не противоречит низкое Th/U-отношение. Наличие такого циркона только в пегматоидном граните, по нашему мнению, указывает на связь его состава с особыми условиями кристаллизации. В литературе отмечается, что большей частью положительная Eu-аномалия характерна для цирконов гидротермально-метасоматического типа [Hoskin, Ireland, 2000; Levskii et al., 2009; Kudryashov et al., 2016; и др.], т.е. в нашем случае можно предположить кристаллизацию цирконов III типа при участии большого объема флюидной фазы в условиях относительно высокого водного давления. Последнее косвенно подтверждается тем, что пегматит К-142 имеет довольно низкое содержание кварца. К сожалению, учесть влияние сосуществующих аксессуарных фаз на характер распределения РЗЭ в цирконе пока не представляется возможным.

В целом, призматический облик кристаллов из молодых гранитов, наличие тонкой ритмичной зональности, особенности состава позволяют предполагать их кристаллизацию из магматических расплавов на разных этапах их эволюции, когда имело место изменение условий роста зерен, возрастание роли флюида. Для ряда зерен допускается некоторое структурное разупорядочение и перекристаллизация. Исходными для молодых

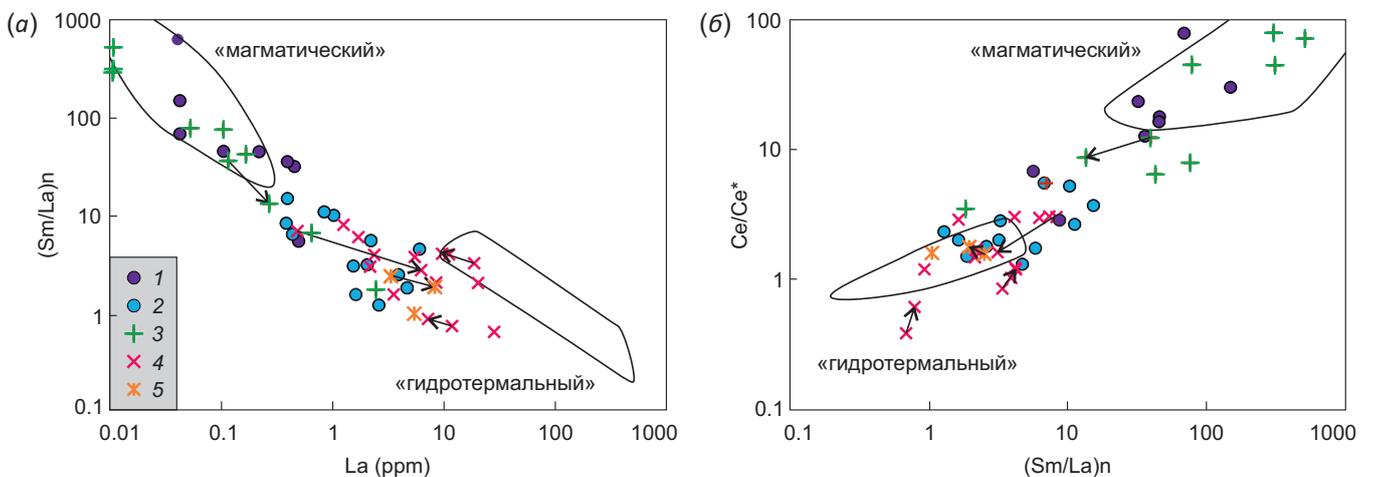


Рис. 5. Диаграммы для определения генезиса цирконов по [Hoskin, 2005; Fu et al., 2009]. Условные обозначения см. в подписи к рис. 4.

Fig. 5. Diagrams for determining the zircon origin (after [Hoskin, 2005; Fu et al., 2009]). See the legend to Fig. 4.

цирконов, очевидно, являлись расплавы, из которых формировались вмещающие их жильные граниты.

В этой связи целесообразно использовать геохимические критерии, разработанные Е.А. Белоусовой [Belousova et al., 2002]. Интервалы содержаний ряда индикаторных элементов (Ce, Lu, Hf, Ta, Nb, Th, U) в большинстве древних цирконов свидетельствуют о том, что их источником могли являться породы кислого состава с содержанием $\text{SiO}_2 > 65\%$. При этом в ряде цирконов из гнейса более высокие концентрации ТРЗЭ, Y, P и значения отношений Th/U и Zr/Hf предполагают их заимствование из источника гранитоидного состава с содержанием $\text{SiO}_2 < 65\%$. Это не противоречит данным работ [Gerdes et al., 2002; Fershtater et al., 2019], в которых на основе геохимических особенностей жильных гранитов ММК показана их связь с плавлением допалеозойских сиалических пород фундамента.

6.2. Условия кристаллизации цирконов

Циркон не только является важным минералом-геохронометром, но и используется в качестве геотермометра, позволяющего рассчитать температуру кристаллизации магматических расплавов, исходя из содержания в нем титана [Watson, 1979; Watson et al., 2006; Ferry, Watson, 2007]. Расчет температур кристаллизации циркона произведен согласно работе [Ferry, Watson, 2007]. В нашем случае в связи с неопределенностью парагенетических отношений циркона с минералами титана активность титана принята за единицу. По этой причине все расчетные значения температур являются минимально возможными. Результаты расчета представлены в Прил. 1, табл. 1, 2. Значения температур для циркона I типа составили 629–782 °C, для циркона II типа – 684–818 °C, для III типа – 649–717 °C. Наличие единичных точек в области температур свыше 1000 °C, связано, вероятно, с присутствием включений титановых фаз или сорбцией цирконом титана вдоль микротрещин и пор, как это показано в работе [Harrison, Schmitt, 2007].

Температуры кристаллизации цирконов из пород ММК превышают значения гранитного минимума, характеризуя исследуемые кристаллы как магматические. В то же время для молодых зерен в большинстве случаев отмечается рост содержаний титана от центра к краям кристаллов и от циркона I типа к циркону II типа.

Рост содержаний титана и расчетной температуры кристаллизации, соответственно, сопровождается снижением Th/U, Zr/Hf отношений, ростом концентраций La (рис. 6). Отметим и обратный характер зависимости величины Ce-аномалии от температуры, а также хорошую обратную корреляцию содержаний La с Ce/Ce* для большинства зерен. Указанные закономерности противоречат условиям нормальной кристаллизации расплавов. В случае остывания расплава должно иметь место непрерывное (или волнообразное) увеличение содержаний Hf, U, амплитуд аномалий Ce, Eu, сопутствующее уменьшению концентрации Ti, а также Th/U и

Zr/Hf-отношений от ядер к каймам кристаллов циркона [Bolhar et al., 2008; Gagnevin et al., 2010; Wang et al., 2011; Hoskin, Ireland, 2000; Linnen, Keppler, 2002; и др.].

Обогащение Ti, ЛРЗЭ, уменьшение Ce/Ce* краевых зон кристаллов, обладающих повышенным содержанием урана, соответственно – минимальной катодолуменесценцией, могло быть обусловлено их кристаллизацией из флюида. Однако отсутствие явной корреляции Ti с P, Y, Nb, Ta, которую следовало бы ожидать при гидротермальном процессе [Hoskin, 2005], может говорить о различной природе обогащения этими элементами. Например, в работе [Harrison, Schmitt, 2007] показано, что Ti может быть сорбирован тончайшими микропорами или трещинами в цирконах, особенно в участках, где из-за высоких концентраций U-эффекты структурного разупорядочения и гидратации могут осуществляться наилучшим образом. По этой причине температуры кристаллизации цирконов II и III типа, обладающих несколько повышенными содержаниями урана и титана, не могут быть оценены корректно, а сам процесс обогащения титаном требует специального исследования, включая элементное картирование.

Наблюдаемая на КЛ-снимках резкая смена яркости между ядром и каймой может указывать на разную природу этих зон. В частности, каймы могли быть образованы в процессе кристаллизации жильных гранитов, а ядра – заимствоваться из области магмогенерации и представлять собой часть неосомы. Этому не противоречит близкий возраст ядер и кайм. В этом сценарии температура кристаллизации зерен циркона из гранитного расплава может оказаться несколько выше, чем температура кристаллизации циркона в метаморфической породе. Но нельзя исключить и ксеногенную природу ядер, возраст которых омоложен в ходе термального взаимодействия с расплавом.

В целом, обилие появляющихся новых данных свидетельствует о том, что на состав и упорядоченность цирконов может влиять сочетание нескольких факторов и результаты их комбинаций могут различаться. В этой связи проблема геохимических критериев, позволяющих разделить цирконы по происхождению и условиям образования, еще далека от разрешения.

6.3. Гранитообразование и источники цирконов в ММК

Согласно работам [Orogenic Granitoid Magmatism..., 1994; Krasnobaev et al., 2005; Fershtater et al., 2019], антектическое гранитообразование в ММК было тесно сопряжено с этапами метаморфизма. Эти два процесса протекали почти синхронно и внесли весомый вклад в континентализацию коры.

Самые древние цирконы с магматогенными характеристиками, наблюдаемые в гнейсе и в виде ядер в гранитах ММК, имеют возраст 2300–1610 млн лет. Ограниченность геохронологических данных не позволяет конкретизировать события этого времени в ММК. Тем не менее в работе [Krasnobaev et al., 2005] датировка, отвечающая верхнему пересечению дискордии

с конкордией, 1639 ± 42 млн лет, трактуется как время метаморфизма амфиболитовой фации и, возможно, сопряженного с ним гранитообразования.

Следующий этап, зафиксированный в возрасте магматогенных цирконов из парагнейса, отвечает интервалу 380–370 млн лет [Krasnobaev et al., 2005; Fershtater et al., 2019]. Это время островодужного андезитоидного вулканизма ($< 65\% \text{ SiO}_2$) в ходе формирования Уральско-подвижного пояса. Присутствие зерен такого возраста может быть связано с отложением и размывом пирокластического материала в мелководных бассейнах [Korovko, Dvoeglazov, 1986] и последующим мета-

морфизмом амфиболитовой фации на этапе 330 млн лет. Этот метаморфизм и ограниченное водное плавление проявились в развитии жил плагиогранитов первого поколения южакского комплекса [Orogenic Granitoid Magmatism..., 1994], а сам метаморфизм и гранитообразование могли быть инициированы аккрецией ММК с силурийской или девонской островной дугой к окраине Казахского микроконтинента в конце карбона. Впоследствии при формировании собственно Уральского орогена (гиперколлизия) в ММК имел место наиболее массовый этап метаморфизма и гранитообразования в интервале 276–246 млн лет.

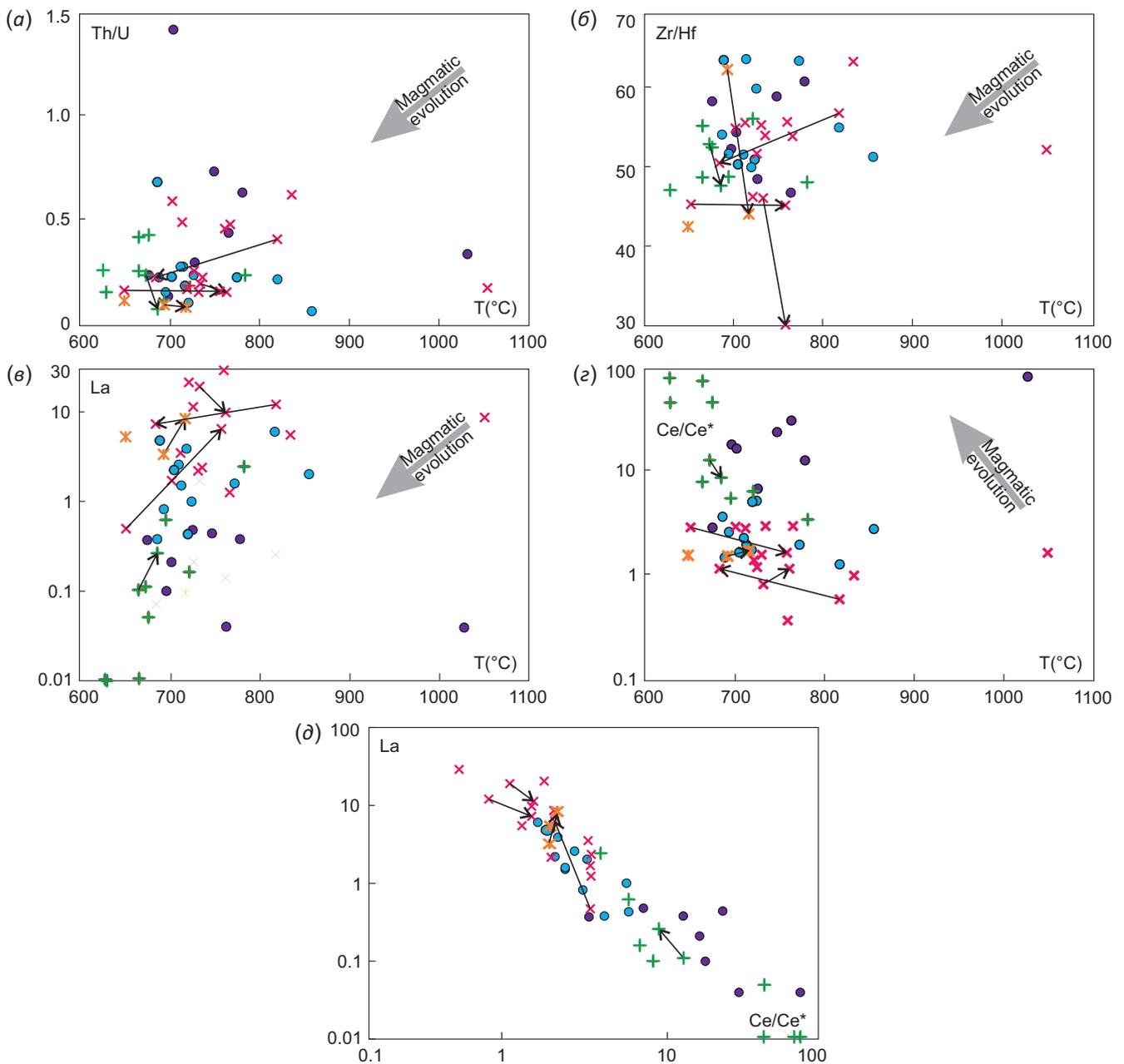


Рис. 6. Диаграммы T-Th/U (a), T-Zr/Hf (б), T-La (в), T-Ce/Ce* (г), La-Ce/Ce* (д) в отдельных зернах цирконов из пород ММК. Условные обозначения см. подпись к рис. 4.

Fig. 6. Diagrams T - Th/U (a), T - Zr/Hf (б), T - La (в), T - Ce/Ce* (г), La - Ce/Ce* (д) for individual zircon grains from the rocks of the Murzinka-Adui metamorphic complex. See the legend to Fig. 4.

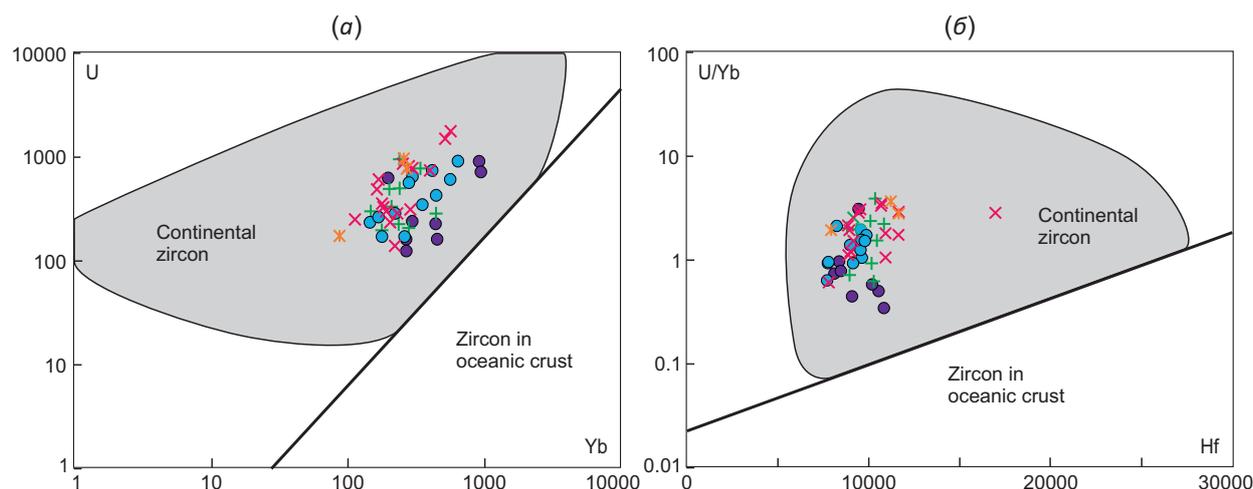


Рис. 7. Диаграммы соотношений U – Yb (а) и U/Yb – Hf (б) для цирконов из пород ММК.

Жирная линия разделяет области составов цирконов – производных океанической и континентальной коры [Grimes et al., 2007]. Условные обозначения см. подпись к рис. 4.

Fig. 7. Diagrams U – Yb (a) and U/Yb – Hf (б) for zircons from the rocks of the Murzinka-Adui metamorphic complex.

A thick line separates the composition areas of zircons generated from the oceanic and continental crust [Grimes et al., 2007]. See the legend to Fig. 4.

В гранитах молодого возраста встречаются цирконы разных возрастных кластеров и разных геохимических типов. Их появление связано с плавлением как гнейсов допалеозойского возраста, что подтверждается высоким содержанием радиогенного стронция [Fershtater, Borodina, 2018; Fershtater et al., 2019], так и палеозойских пород. Соотношения в цирконах ММК ряда характеристических элементов – U, Yb, Hf (рис. 7) указывают на доминирующую роль континентального материала в источниках.

Таким образом, особенности геохимии цирконов подтверждают предположение о сиалической природе разновозрастного вещества, слагающего ММК.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе анализа геохимических особенностей цирконов из гнейса и жильных гранитов ММК показаны закономерности распределения редких и редкоземельных элементов, рассчитаны температуры кристаллизации пород, уточнен состав субстрата.

Выделены три геохимических типа цирконов (см. рис. 3), различающихся по уровню и соотношениям легких и тяжелых РЗЭ, величинам аномалий Ce и Eu, поведению U, Th, Ti, Y, Zr/Hf отношению.

Цирконы молодого возраста (276 млн лет и менее), генетически связанные с жильными гранитами, обладают «магматогенными» морфологическими особенностями и геохимическими признаками. В первую очередь это относится к цирконам I типа, для которых характерны минимальные содержания ЛРЗЭ и отношения L/H REE, существенные величины положительной аномалии Ce и отрицательной – Eu. Такие цирконы содержат относительно мало U и, вероятно, обладают высокой степенью структурной упорядоченности. Минимальные температуры кристаллизации цирконов

I типа, оцененные по содержанию Ti, составляют 629–782 °C. Эти значения превышают гранитный минимум, указывая на кристаллизацию цирконов из расплава, образованного при анатектическом плавлении метаморфических пород.

Цирконы II типа могли образоваться при дальнейшей эволюции гранитного расплава при существенном влиянии флюидной фазы. По содержаниям U, Th/U и Zr/Hf отношению они подобны цирконам I типа, но отличаются повышенными содержаниями ЛРЗЭ, более низкими величинами аномалий Ce/Ce* и Eu/Eu*, что может указывать на некоторую структурную разупорядоченность и обменные процессы. Корректный расчет температур для таких цирконов невозможен из-за повышенных содержаний титана, вероятно, имеющего сорбционное происхождение.

Цирконы III типа распространены только в пегматоидных гранитах. Они имеют слабую положительную аномалию Eu и низкое Th/U отношение. Скорее всего, такие зерна сформированы из особого флюидонасыщенного расплава (или позднемагматического флюида) с высокой концентрацией Eu, происхождение которого неоднозначно.

Древние цирконы (старше 276 млн лет) в гнейсах и гранитах относятся к I и II типу и имеют признаки магматического происхождения. При этом геохимические особенности ряда древних зерен указывают на различные источники. Древние цирконы из парагнейса (по [Fershtater et al., 2019]), в отличие от цирконов жильных гранитов, имеют детритовый облик, обладают более высокими содержаниями ТРЗЭ, Y, P и значениями отношений Th/U, Zr/Hf. Источником сноса такого материала в осадочные бассейны могли быть как докембрийские, так и несколько более молодые магматические породы среднего и кислого состава. Источником древних

цирконов в жильных гранитах, вероятно, являлись более кислые разности ортопород. Наличие в ММК нескольких разновидностей гнейсов разной основности, в том числе плагигранито-гнейсов [Krasnobaev et al., 2005; Fershtater et al., 2019], дает возможность существования нескольких источников. Изучение состава древних цирконов из разных метаморфических пород ММК может послужить предметом дальнейшего исследования.

В целом отметим, что особенности строения комплекса, петрогеохимические характеристики пород, а теперь и геохимия цирконов указывают на «континентальную» природу разновозрастного вещества (кислые и средние ортопороды и продукты их размыва), слагающего данный сегмент. Процесс наращивания континентальной коры в ММК был длительным и сложным. Он начался еще до палеозоя с образования ортопород гранитного состава, послуживших субстратом для последующего гранитообразования, продолжался внедрением гранитных жил южаковского, а затем более крупных интрузий ватихского и мурзинского комплексов. Многоактный анатексис привел к повышенной мощности сиалической коры, отразившейся и в металлогении – специализации на Be, Ta, Nb.

8. БЛАГОДАРНОСТИ

2 января 2021 г. уральская геология понесла тяжелую утрату: ушел из жизни Артур Антонинович Краснобаев (86 лет), ведущий ученый-геохронолог, специалист мирового уровня, неординарная и яркая личность. Эта публикация – одна из последних работ, в которых он принимал участие. Гордимся и скорбим.

Авторы глубоко признательны проф. Ф. Беа (Университет Гранады, Испания) за содействие в выполнении анализов и неоценимую помощь в обучении процедуре измерения химического состава минералов.

9. ЛИТЕРАТУРА/ REFERENCES

Alekseev A.A., Kovalev S.G., Timofeeva E.A., 2009. Belouretsk Metamorphic Complex. IG USC RAS Publishing House, Ufa, 208 p. (in Russian) [Алексеев А.А., Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А. Белорецкий метаморфический комплекс. Уфа: Изд-во ИГ УНЦ РАН, 2009. 208 с.].

Arzamastsev A.A., Arzamastseva L.V., Travin A.V., Belyatsky B.V., Shamatrina A.M., Antonov A.V., Larionov A.N., Rodionov N.V., Sergeev S.A., 2007. Duration of Formation of Magmatic System of Polyphase Paleozoic Alkaline Complexes of the Central Kola: U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar Data. *Doklady Earth Sciences* 413, 432–436. <https://doi.org/10.1134/S1028334X07030257>.

Balashov Yu.A., Skublov S.G., 2011. Contrasting Geochemistry of Magmatic and Secondary Zircons. *Geochemistry International* 49 (6), 594–604. <https://doi.org/10.1134/S0016702911040033>.

Bea F, Montero P, Stroh A, Baasner J, 1996. Microanalysis of Minerals by an Excimer UV-LA-ICP-MS System. *Chemical Geology* 133 (1–4), 145–156. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(96\)00073-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(96)00073-3).

Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I., 2002. Igneous Zircon: Trace Element Composition as an Indicator of Source Rock Type. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143, 602–622. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>.

Bolhar R., Weaver S.D., Palin J.M., Coley J., Paterson L.A., 2008. Systematics of Zircon Crystallisation in the Cretaceous Separation Point Suite, New Zealand, Using U/Pb Isotopes, REE and Ti Geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 156, 133–160. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0278-5>.

Ferry J.M., Watson E.B., 2007. New Thermodynamic Models and Revised Calibrations for the Ti-in-Zircon and Zr-in-Rutile Thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154, 429–437. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>.

Fershtater G.B., 2013. Paleozoic Intrusive Magmatism of the Middle and South Urals. IGG UB RAS Publishing House, Ekaterinburg, 365 p. (in Russian) [Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН, 2013. 365 с.].

Fershtater G.B., Borodina N.S., 2018. Murzinka Massive at the Middle Urals as an Example of the Interformational Granite Pluton: Magmatic Sources, Geochemical Zonality, Peculiarities of Formation. *Lithosphere* 5, 672–691 (in Russian) [Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Мурзинский массив на Среднем Урале как пример межформационного гранитного плутона: магматические источники, геохимическая зональность, особенности формирования // Литосфера. 2018. №5. С. 672–691]. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-5-672-691>.

Fershtater G.B., Borodina N.S., Bea F, Montero P., 2018. Model of Mantle-Crust Interaction and Magma Generation in the Suprasubduction Orogen (Paleozoic of the Urals). *Lithosphere* 2, 177–207 (in Russian) [Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Беа Ф., Монтеро П. Модель мантийно-корового взаимодействия и сопряженного магматизма в надсубдукционном орогене (палеозой Урала) // Литосфера. 2018. № 2. С.177–207]. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-2-177-207>.

Fershtater G.B., Krasnobaev A.A., Montero P., Bea F, Borodina N.S., Vishnyakova M.D., Soloshenko N.G., Streletskaya M.V., 2019. Age and Isotope-Geochemical Features of the Murzinka-Adui Metamorphic Complex in Connection with the Problem of Formation of the Murzinka Interformational Granite Pluton. *Russian Geology and Geophysics* 60 (3), 287–308. <https://doi.org/10.15372/RGG2019039>.

Fersman A.E., 1960. Selected Papers. Vol. VI. Publishing House of the USSR Academy of Science, Moscow, 743 p. (in Russian) [Ферсман А.Е. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. VI. 743 с.].

Friberg M., Petrov G.A., 1988. Structure of the Middle Urals, East of the Main Uralian Fault. *Geological Journal* 33 (1), 37–48. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1034\(199801/03\)33:1%3C37::AID-GJ758%3E3.0.CO;2-5](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1034(199801/03)33:1%3C37::AID-GJ758%3E3.0.CO;2-5).

Fu B., Mernagh T.P., Kita N.T., Kemp A.I.S., Valley J.W., 2009. Distinguishing Magmatic Zircon from Hydrothermal Zircon: A Case Study from the Gidginbung High-Sulphidation

Au-Ag-(Cu) Deposit, SE Australia. *Chemical Geology* 259 (3–4), 131–142. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.10.035>.

Gagnevin D., Daly J.S., Kranz A., 2010. Zircon Texture and Chemical Composition as a Guide to Magmatic Processes and Mixing in a Granitic Environment and Coeval Volcanic System. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 159, 579–596. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0443-0>.

Gerdes A., Montero P., Bea F., Fershtater G., Borodina N., Osipova T., Shardakova G., 2002. Peraluminous Granites Frequently with Mantle-Like Isotope Compositions: The Continental-Type Murzinka and Dzhabyk Batholith of the Eastern Urals. *International Journal of Earth Science* 91, 3–19. <https://doi.org/10.1007/s005310100195>.

Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wodden J.L., Cheadle M.J., Hanghøj K., Schwartz J.J., 2007. Trace Element Chemistry of Zircons from Oceanic Crust: A Method for Distinguishing Detrital Zircon Provenance. *Geology* 35 (7), 643–646. <https://doi.org/10.1130/G23603A1>.

Harrison T.M., Schmitt A.K., 2007. High Sensitivity Mapping of Ti Distributions in Hadean Zircons. *Earth and Planetary Science Letters* 261 (1–2), 9–19. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.016>.

Hetzl R., Romer R.L., 1999. U-Pb Dating of the Verkhniy Ufaley Intrusion, Middle Urals, Russia: A Minimum Age for Subduction and Amphibolite Facies, Overprint of the East European Continental Margine. *Geological Magazine* 136 (5), 593–597. <https://doi.org/10.1017/S0016756899002976>.

Hoskin P.W.O., 2005. Trace-Element Composition of Hydrothermal Zircon and the Alteration of Hadean Zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69 (3), 637–648. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.006>.

Hoskin P.W.O., Ireland T.R., 2000. Rare Earth Element Chemistry of Zircon and Its Use as a Provenance Indicator. *Geology* 28 (7), 627–630. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28%3C627:REECOZ%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28%3C627:REECOZ%3E2.0.CO;2).

Hoskin P.W.O., Schaltegger U., 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53 (1), 27–62. <https://doi.org/10.2113/0530027>.

Hu Z.L., Wang X.W., Qin Z.P., Zhang J., Gao Y., Peng H., 2012. Basic Characteristics of Zircon Trace Elements and Their Genetic Significances in Jiama Copper Polymetallic Deposit. *Nonferrous Metals (Min. Sect.)* 64, 58–63 (in Chinese with English Abstract).

Kaulina T.V., 2010. Formation and Metamorphism of Zircon in Polymetamorphic Complexes. KSC RAS Publishing House, Apatity, 144 p. (in Russian) [Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2010. 144 с.].

Kazakov I.I., Storozhenko E.V., Kharitonov I.N. et al., 2016. Report on Work Results for GDP-200 Sheet O-41-XX (Alapaevsk Area) in 2014–2016. Book 1. OJSC UGSE, Ekaterinburg, 297 p. (in Russian) [Казиков И.И., Стороженко Е.В., Харитонов И.Н. и др. Отчет о результатах работ по объекту «ГДП-200 листа O-41-XX (Алапаевская площадь)» за 2014–2016 гг. Екатеринбург: ОАО УГЭС, 2016. Кн. 1. 297 с.].

Keilman G.A., 1974. Migmatite Complexes of Mobile Belts. Nedra, Moscow, 200 p. (in Russian) [Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.].

Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., McDonald B., 2014. Zircon Th/U Ratios in Magmatic Environments. *Lithos* 212–215, 397–414. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.021>.

Koroteev V.A., Necheukhin V.M., Krasnobayev A.A., Volchek E.N., 2018. Terrains of the Main Geodynamical Types in the Structures of Ural-Timan Areal and the Eurasia North-Eastern Segment. *Lithosphere* 6, 779–796 (in Russian) [Коротеев В.А., Нечехин В.М., Краснобаев А.А., Волчек Е.Н. Террейны основных геодинамических типов в структурах Урало-Тиманского ареала и Северо-Восточного сегмента Евразии // Литосфера. 2018. № 6. С. 779–796]. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-6-779-796>.

Korovko A.V., Dvoeglazov D.A., 1986. Geological Position and Internal Structure of the Murzinka Metamorphic Complex. In: Correlation and Mapping of Magmatic and Metamorphic Complexes of the Urals. IGG UB of the USSR Academy of Sciences Publishing House, Sverdlovsk, p. 73–75 (in Russian) [Коровко А.В., Двоглазов Д.А. Геологическая позиция и внутреннее строение мурзинского метаморфического комплекса // Корреляция и картирование магматических и метаморфических комплексов Урала. Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1986. С. 73–75].

Krasnobayev A.A., 1986. Zircon as an Indicator of Geological Processes. Nauka, Moscow, 152 p. (in Russian) [Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 152 с.].

Krasnobayev A.A., Bea F., Fershtater G.B., Montero P., 2005. Zircon Geochronology of Murzinka Metamorphic Complex, Central Ural. *Doklady Earth Sciences* 404 (3), 407–410 (in Russian) [Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. Цирконовая геохронология мурзинского метаморфического комплекса (Средний Урал) // Доклады АН. 2005. Т. 404. № 3. С. 407–410].

Krasnobayev A.A., Fershtater G.B., Bea F., Montero P., 2006. Polygenic Zircons of Adui Batholith (Central Ural). *Doklady Earth Sciences* 410 (2), 244–249 (in Russian) [Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Полигенные цирконы Адуйского батолита (Средний Урал) // Доклады АН. 2006. Т. 410. № 2. С. 244–249].

Kudryashov N.M., Skublov S.G., Kalinin A.A., Lyalina L.M., 2016. Mineralogical and Geochemical Characteristics of Zircon from Diorite Porphyry Dyke in Sergozerskoe Gold Occurrence (the Strel'ninsky Greenstone Belt, Kola Region). *Vestnik of MSTU* 19 (1/1), 82–88 (in Russian) [Кудряшов Н.М., Скублов С.Г., Калинин А.А., Лялина Л.М. Минералогические и геохимические характеристики циркона из дайки диоритовых порфиров Сергозерского золоторудного проявления (Стрельнинский зеленокаменный пояс, Кольский регион) // Вестник МГТУ. 2016. Т. 19. № 1/1. С. 82–88]. <http://dx.doi.org/10.21443/1560-9278-2016-1/1-82-88>.

Levskii L.K., Skublov S.G., Gembitskaya I.M., 2009. Isotopic-Geochemical Study of Zircons from Metabasites of

the Kontokki Dike Complex: Age of Regional Metamorphism in the Kostomuksha Structure. *Petrology* 17 (7), 669–683. <https://doi.org/10.1134/S0869591109070030>.

Li H., Watanabe K., Yonezu K., 2014. Zircon Morphology, Geochronology and Trace Element Geochemistry of the Granites from the Huangshaping Polymetallic Deposit, South China: Implications for the Magmatic Evolution and Mineralization Processes. *Ore Geology Reviews* 60, 14–35. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.009>.

Linnen R.L., Keppler H., 2002. Melt Composition Control of Zr/Hf Fractionation in Magmatic Processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66 (18), 3293–3301. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)00924-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)00924-9).

Montero P., Bea F., Gerdes A., Fershtater G., Zin'kova N., Borodina N., Osipova T., Smirnov V., 2000. Single-Zircon Evaporation Ages and Rb-Sr Dating of Four Major Variscan Batholiths of the Urals: A Perspective on the Timing of Deformation and Granite Generation. *Tectonophysics* 317 (1–2), 93–108. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00270-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00270-X).

Orogenic Granitoid Magmatism of the Urals, 1994. UB RAS Publishing House, Miass, 250 p. (in Russian) [Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс: Изд-во УрО РАН, 1994. 250 с.].

Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Moustaqi A., Annich M., Nakour A.E., Deloule E., Feraud G., 2007. Hydrothermal Zircons: A Tool for Ion Microprobe U–Pb Dating of Gold Mineralization (Tamlalt-Menhouhou Gold Deposit – Morocco). *Chemical Geology* 245 (3–4), 135–161. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.07.026>.

Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Korovko A.V., 2010. New Data on the Age of Magmatic Complexes of the East Ural Megazone in the Middle Urals. In: *Magmatism and Metamorphism in the History of the Earth. Abstracts of the XI All-Russia Petrographic Meeting (August 24–26, 2010). Vol. 2.* IGG UB RAS Publishing House, Ekaterinburg, p. 125 (in Russian) [Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Коровко А.В. Новые данные о возрасте некоторых магматических комплексов Восточно-Уральской мегазоны на Среднем Урале // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: Тезисы докладов XI Всероссийского петрографического совещания (24–26 августа 2010 г.). Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН, 2010. Т. 2. С. 125].

Popov V.S., Bogatov V.I., Petrova A.Yu., Belyatsky B.V., 2003. Age and Possible Sources of Granites of the Murzinka-Adui Block, Middle Urals: Rb-Sr and Sm-Nd Isotope Data. *Lithosphere* 4, 3–18 (in Russian) [Попов В.С., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Беляцкий Б.В. Возраст и возможные источники гранитов Мурзинско-Адуйского блока, Средний Урал: Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные // Литосфера. 2003. № 4. С. 3–18].

Pystina Y.I., Pystin A.M., 2002. Zircon Chronicle of the Uralian Precambrian. IGG UB RAS Publishing House, Ekaterinburg, 166 p. (in Russian) [Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН, 2002. 166 с.].

Rubatto D., 2002. Zircon Trace Element Geochemistry: Partitioning with Garnet and the Link between U-Pb Ages

and Metamorphism. *Chemical Geology* 184 (1–2), 123–138. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2).

Rusin A.I., 2004. *Metamorphic Complexes of the Urals and the Problem of Metamorphism Evolution in the Complete Cycle of Development of the Lithosphere of Mobile Belts.* PhD Thesis (Doctor of Geology and Mineralogy). Ekaterinburg, 507 p. (in Russian) [Русин А.И. Метаморфические комплексы Урала и проблема эволюции метаморфизма в полном цикле развития литосферы подвижных поясов: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2004. 507 с.].

Shardakova G.Yu., 2016. *Granitoids of the Ufaley Block: Geodynamic Environments, Age, Sources, Problems.* *Lithosphere* 4, 133–137 (in Russian) [Шардакова Г.Ю. Гранитоиды Уфалейского блока: геодинамические обстановки, возраст, источники, проблемы // Литосфера. 2016. № 4. С. 133–137].

State Geological Map of the Russian Federation, 2015. Middle Urals Series. Scale 1:200 000. Sheet O-41-XXXII (Kamensk Area). Explanatory Note. Moscow Branch of VSEGEI, Moscow, 274 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Среднеуральская. Масштаб 1:200 000. Лист O-41-XXXII (Каменская площадь): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 274 с.].

Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society of London Special Publications* 42 (1), 313–345. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.

Talantsev A.S., 1988. *Chamber Pegmatites of the Urals.* Nauka, Moscow, 144 p. (in Russian) [Таланцев А.С. Камерные пегматиты Урала. М.: Наука, 1988. 144 с.].

Wang F.Y., Liu S.A., Li S.G., Yongsheng H., 2013. Contrasting Zircon Hf-O Isotopes and Trace Elements between Ore-Bearing and Ore-Barren Adakitic Rocks in Central-Eastern China: Implications for Genetic Relation to Cu-Au Mineralization. *Lithos* 156–159, 97–111. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.017>.

Wang X., Griffin W.L., Chen J., Huang P., Li X., 2011. U and Th Contents and Th/U Ratios of Zircon in Felsic and Mafic Magmatic Rocks: Improved Zircon-Melt Distribution Coefficients. *Acta Geologica Sinica* 85 (1), 164–174. <https://doi.org/10.1111/j.1755-6724.2011.00387.x>.

Watson E.B., 1979. Zircon Saturation in Felsic Liquids: Experimental Results and Applications to Trace Element Geochemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 70, 407–419. <https://doi.org/10.1007/BF00371047>.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B., 2006. Crystallization Thermometers for Zircon and Rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151, 413–433. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5>.

Zhong S., Feng C., Seltmann R., Li D., Qu H., 2018. Can Magmatic Zircon Be Distinguished from Hydrothermal Zircon by Trace Element Composition? The Effect of Mineral Inclusions on Zircon Trace Element Composition. *Lithos* 314–315, 646–657. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.06.029>.

Таблица 1. Представительные анализы на элементы-примеси и некоторые индикаторные отношения в древних цирконах из гнейсов и гранитов ММК
Table 1. Trace elements and indicator ratios for ancient zircons from gneisses and granites of the Murzinka-Adui metamorphic complex

Обр. №	K-1024								K-130			K-131				K-142	
№ зерна	15	22	25	10	11	6	7	9	1-2	8	19-2	39-3	9-1	35-2	7	35-1	14
La	0.04	0.44	0.38	0.37	1.51	6.02	2.02	1.59	0.38	1	0.82	0.1	0.04	0.48	2.58	3.88	0.21
Ce	9.87	44.5	25.1	3.35	8.79	30.3	18.8	7.62	5.27	16.8	8.28	7.92	15	10.2	15.9	21.3	17.9
Pr	0.15	0.46	0.58	0.2	0.71	5.04	1.23	0.51	0.3	0.58	0.67	0.11	0.05	0.26	1.02	2.03	0.32
Nd	2.97	7.2	7.75	2.29	4.63	32.8	6.85	3.71	4.01	5.93	6.42	1.31	1.27	2.37	5.7	137	4.52
Sm	6.01	14.2	13.7	3.17	4.76	28	6.52	2.56	5.79	10.3	9.15	4.59	2.77	2.69	3.26	9.93	6.04
Eu	1.31	1.31	1.66	0.9	1.41	2.43	0.78	0.78	1.14	1.63	1.42	1.03	0.51	0.64	0.98	2.82	0.51
Gd	30.9	74.29	72	16.1	22.8	62.8	14.91	16.5	22.1	40.5	26.08	19.8	17.3	12.4	12.9	34.4	26.4
Tb	11	28.28	26.1	5.85	8.34	19.1	6.86	5.68	6.9	12.7	7.64	6.58	6.71	4.66	4.31	12.2	8.16
Dy	129.2	336.73	321	71.2	107.4	205.2	80.7	78.1	76.4	126.3	83.34	72.2	91.6	61.2	54.1	138.3	94.5
Ho	52.9	129.41	127.2	28.2	42.8	71.9	34.9	34.9	26.1	42.5	30.26	26.4	38.9	25.23	22.4	48.5	37.8
Er	229.8	565.95	561.7	137.8	211.3	327.2	207.1	163	110	180.3	128.76	113.7	198.2	123.5	120.4	221.3	156.7
Tm	52.7	116.38	115	31.6	48.2	74	57	38.3	21.7	36.5	26.54	23.5	48	29.3	29.8	47.2	32.7
Yb	433.4	901.76	930	292.9	438.5	632	554.4	347.1	175.7	2931.1	219.07	194.8	445.1	264.1	276.5	409.6	264.8
Lu	89.8	174.24	187.1	63.5	93.4	143.77	138.5	81.5	34.7	58	43.86	40.1	95.5	57.7	61	90.1	53.4
Sc	219.4	214.23	215.9	233.1	284.4	306.88	415.5	279.8	273.3	463.4	243.49	343.9	318.6	241.4	236.6	368.5	206.4
Ti	12.1	10.24	14.12	4.52	7.07	20.49	28.8	13.3	5.15	8.01	5.62	5.81	105	8.12	6.81	7.52	6.24
Hf	10549	8380	8118	8477	7766	8983	9624	7792	9137	8242	9551	9440	10839	10190	9573	9876	9083
Y	1407	3459	3526	830	1211	2072	1101	961	700	1163	782	743	1032	708	670	1464	914
P	254.4	476	463.6	189	269.7	615.57	595.3	271.5	199.9	391.6	237.5	281.8	445.6	207.2	240.2	454	194.6
U	230.6	924.6	729.8	243.3	433.5	929.78	618.2	351.8	173.4	659.3	289.7	637.9	163.1	162.8	575.6	752.6	125.6
Th	101.3	674.32	458.4	57.6	120.3	204.9	43.1	81.2	39.1	159.7	45.85	90.4	55.7	49.2	159.7	79.1	175.7
Nb	1.22	2.44	1.58	0.46	1.49	2.96	1.3	0.84	1.68	3.15	2.25	1.84	1.77	1.23	6.61	1.81	2.38
Ta	1.1	1.45	0.96	0.35	0.79	2.71	1.72	0.46	1.47	0.55	1.64	0.99	0.53	0.78	3.15	0.92	0.73
REE t	1050.05	2395.15	2389.27	657.43	994.55	1640.56	1130.57	781.85	490.49	3464.14	592.31	512.14	960.95	594.73	610.85	1178.56	703.96
LREE	20.35	68.11	49.17	10.28	21.81	104.59	36.2	16.77	16.89	36.24	26.76	15.06	19.64	16.64	29.44	176.96	29.50
HREE	1029.7	2327.04	2340.1	647.15	972.74	1535.97	1094.37	765.08	473.6	3427.9	565.55	497.08	941.31	578.09	581.41	1001.6	674.46
L/H REE	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.07	0.03	0.02	0.04	0.01	0.05	0.03	0.02	0.03	0.05	0.18	0.04
Ce/Ce*	30.7	23.83	12.9	2.96	2.04	1.33	2.87	2.04	3.76	5.31	2.69	18.18	80.03	6.92	2.36	1.82	16.62
Eu/Eu*	0.29	0.12	0.16	0.38	0.41	0.18	0.24	0.37	0.31	0.24	0.28	0.33	0.23	0.34	0.46	0.47	0.12
(Sm/La)n	150.2	32.25	36.1	8.57	3.15	4.66	3.23	1.61	15.2	10.27	11.16	45.9	69.25	5.6	1.26	2.56	45.68
(Yb/Sm)n	72.11	63.55	67.9	92.4	92.1	22.55	85.04	135.6	30.35	28.54	23.94	42.43	160.7	98.18	84.83	41.25	40.9
Th/U	0.44	0.73	0.63	0.24	0.28	0.22	0.07	0.23	0.23	0.24	0.16	0.14	0.34	0.30	0.28	0.11	1.40
Zr/Hf	46.7	58.8	60.7	58.2	63.5	54.9	51.2	63.3	54	59.8	51.6	52.2	45.5	48.4	51.5	49.9	54.3
T, оС	764	748	779	676	714	818	856	773	687	725	695	697	1028	727	711	720	703
Тип**	I	I	I	I	II	II	II	II	II	II	II	I	I	I	II	II	I
Возраст	-	-	329.5	-	384	-	1658	-	473	2313	532	789.6	1610	1527	429.6	538	-

Примечание. ** – тип трендов распределения РЗЭ, см. раздел 6.

Note. ** – type of REE distribution trends, see Section 6.

Таблица 2. Представительные анализы на элементы-примеси (г/т) и некоторые индикаторные отношения в молодых цирконах из гранитов ММК

Table 2. Trace elements (ppm) and indicator ratios for young zircons from granites of the Murzinka-Adui metamorphic complex

№ Обр.	К-130		К-131						К-141							
	№ зерна	10	19-1	09-2	15	16	12	39-2ц	39-1к	25	1	19	24-1ц	24-2к	15-2ц	15-1к
La	0.16	0.1	2.43	2.34	2.15	8.55	0.11	0.26	0.01	11.19	28.7	18.91	9.69	11.9	7.2	3.52
Ce	6.34	6.06	21.4	21.1	10.3	37.1	6.7	7.0	9.1	53.0	18.9	49.1	37.0	14.6	20.6	22.9
Pr	0.34	0.33	0.87	1.17	1.06	3.17	0.14	0.14	0.09	9.36	4.75	9.93	5.56	2.66	2.33	1.01
Nd	4.24	4.91	5.24	8.37	7.25	19	1.9	1.3	1.7	72.4	29.8	76.5	44.5	15	12.3	6.62
Sm	6.87	7.65	4.41	9.56	6.63	18.19	4.05	3.5	5.23	46.2	19.3	63.1	40.6	9.22	6.53	5.68
Eu	1.31	1.43	0.75	2.58	1.38	3.67	1.15	0.73	0.77	4.59	2.13	5.07	4.58	1.13	0.48	1.06
Gd	27.9	31.9	22.0	42.5	23.4	82.6	20.5	19.3	25.9	100.4	31.0	80.6	65.1	28.8	18.1	21.2
Tb	8.48	10.0	7.98	13.0	6.74	23.7	5.89	7.12	9.11	28.5	6.2	12.1	12.3	7.38	5.43	6.44
Dy	91.7	109.9	104.0	134.3	66.6	239.1	60.0	80.7	96.0	278.8	55.5	75.0	98.2	73.9	56.5	70.1
Ho	31.6	39.3	41.4	45.4	23.5	86.6	20.0	30.4	33.1	89.3	17.7	20.9	31.1	25.9	19.8	26.3
Er	136.8	169.5	207.0	185.9	97.8	345.2	84.1	131.8	139.1	352.6	70.2	84.3	135.0	108.0	87.3	113.2
Tm	28.6	34.7	47.9	37.1	21.2	67.7	17.6	28.3	28.3	69.6	13.9	19.0	30.8	22.1	18.5	23.7
Yb	236.3	275.9	436.0	293.1	175.6	509.2	145.3	235.2	232.6	558.4	111.3	165.9	276.4	180.0	161.2	201.3
Lu	48.1	55.4	93.3	57.7	36.2	97.8	29.8	50.0	46.5	104.9	22.7	35.8	58.4	36.4	34.6	41.4
Sc	404.5	249.0	328.6	475.1	353.0	629.0	332.3	350.6	330.9	633.3	301.2	240.7	277.1	355.3	294.9	338.6
Ti	7.67	3.92	14.6	8.93	8.51	121.2	4.33	5.07	3.95	8.1	11.65	8.76	11.94	20.53	4.97	7.04
Hf	8803	8943	10277	9155	8934	9454	9334	10348	10153	9546	8866	10720	16946	11638	11639	8884
Y	880	1033	1136.0	1250	630	2336	544	886	885	2451	482	564	876	691	555	710
P	303.1	185.2	461.6	395.2	489.6	980.8	219.7	342.1	328.2	953.0	190.8	159.5	237.2	461.4	822.2	524.3
U	506.4	209.0	288.0	792.3	359.9	1526.2	302.7	965.9	228.4	1808.1	252.8	617.1	830.4	332.3	494.3	237.2
Th	96.5	53.8	69.8	185.0	57.5	277.1	71.3	75.0	97.1	469.0	117.5	121.0	131.6	135.5	111.6	116.4
Nb	1.8	1.72	3.77	3.39	1.24	3.89	0.87	2.1	2.1	4.3	0.86	1.76	5.51	3.7	3.7	1.98
Ta	0.96	1.12	10.4	1.41	0.68	1.46	0.58	1.37	1.28	2.03	0.4	3.6	15.92	2.07	2.07	0.87
REE t	628.7	747.0	994.7	854.0	479.7	1541.5	397.2	595.8	627.6	1779.2	432.2	716.0	849.2	536.8	450.9	544.4
LREE	19.3	20.5	35.1	45.1	28.8	89.7	14.0	12.9	16.9	196.7	103.6	222.6	141.8	54.3	49.5	40.8
HREE	609.5	726.5	959.6	808.9	451.0	1451.8	383.2	582.9	610.8	1582.5	328.6	493.4	707.4	482.5	401.4	503.6
L/H REE	0.03	0.03	0.04	0.06	0.06	0.06	0.04	0.02	0.03	0.12	0.32	0.45	0.20	0.11	0.12	0.08
Ce/Ce*	6.54	8.03	3.54	3.07	1.64	1.71	12.96	8.81	72.77	1.25	0.39	0.86	1.21	0.62	1.21	2.92
Eu/Eu*	0.29	0.28	0.23	0.39	0.34	0.29	0.39	0.27	0.2	0.21	0.27	0.22	0.27	0.21	0.13	0.3
(Sm/La)n	42.9	76.5	1.81	4.09	3.08	2.13	36.82	13.5	523	4.13	0.67	3.34	4.18	0.77	0.91	1.61
(Yb/Sm)n	34.4	36.07	98.9	30.7	26.5	28.0	35.9	67.2	44.5	12.1	5.8	2.6	6.8	19.5	24.7	35.5
Th/U	0.19	0.26	0.24	0.23	0.16	0.18	0.24	0.08	0.42	0.26	0.46	0.20	0.16	0.41	0.23	0.49
Zr/Hf	56	55.1	48	53.9	55.2	52.1	52.8	47.6	48.6	51.6	55.6	46	29.1	56.7	50.4	55.5
T, °C	722	665	782	735	731	1050	673	686	665	726	760	733	762	818	684	713
Тип**	I	I	II	II	II	II	I	I	I	II	II	II	II	II	II	II
Возраст	-	274.2	-	264	262.6	-	264.3	264.1	260.3	264.7	267.2	276.7	246.7	-	-	-

Таблица 2. (продолжение)

Table 2. (continued)

№ Обр.	К-142							
	№ зерна	4	13	8	17	18	15	20-1ц
La	0.05	0.01	1.68	5.46	1.23	5.42	3.31	8.3
Ce	13.4	3.8	15.6	16.2	11.4	32.5	27.6	68.3
Pr	0.1	0.04	0.92	2.56	0.65	4.28	5.26	10.1
Nd	1.61	0.99	8.52	21.9	6.84	20.2	38.0	63.7
Sm	3.94	3.15	10.4	21.1	10.1	5.58	8.19	15.9
Eu	1.35	0.08	1.73	2.73	1.81	3.88	5.82	11.9
Gd	19.5	19.8	33.7	32.9	32.1	16.6	12.5	27.7
Tb	5.89	7.89	9.44	8.77	9.06	5.94	3.09	8.8
Dy	63.2	98.0	97.5	87.8	90.8	71.7	31.6	92.8
Ho	22.3	37.9	33.0	29.6	29.4	28.1	10.7	31.9
Er	98.4	175.7	135.0	124.4	120.2	130.5	46.8	139.7
Tm	20.7	39.0	27.5	25.3	23.9	30.5	9.65	29.8
Yb	175.1	335.8	226.8	218.0	188.3	266.8	85.7	253.6
Lu	35.8	68.6	45.1	45.0	36.4	56.5	18.0	50.7
Sc	400.5	368.5	344.3	353.7	366.5	310.5	298.9	358.7
Ti	4.54	2.46	6.2	23.74	12.44	3.21	5.53	7.31
Hf	9400	10840	9000	7805	9164	11639	7930	11211
Y	604	1021	863	817	795	806	306	879
P	272.7	442.4	305.3	342.3	297.7	347.7	137.5	290.7
U	199.0	789.4	290.1	140.5	303.6	785.9	175.5	982.3
Th	85.9	129.2	170.5	87.5	144.4	93.1	17.7	88.1
Nb	1.21	3.42	1.49	1.1	1.21	3.7	0.42	2.56
Ta	0.62	1.57	0.83	0.49	0.65	2.07	0.2	1.1
REE t	461.37	790.75	646.77	641.61	562.19	678.40	306.17	813.25
LREE	20.47	8.03	38.83	69.90	32.02	71.83	88.14	178.30
HREE	440.90	782.72	607.94	571.71	530.17	606.57	218.03	634.95
L/H REE	0.05	0.01	0.06	0.12	0.06	0.12	0.40	0.28
Ce/Ce*	45.68	45.25	3.02	1.04	3.06	1.62	1.59	1.8
Eu/Eu*	0.47	0.03	0.28	0.32	0.31	1.23	1.76	1.74
(Sm/La)n	78.8	315	6.18	3.87	8.24	1.03	2.47	1.92
(Yb/Sm)n	44.44	106.61	21.83	10.32	18.59	47.81	10.47	15.94
Th/U	0.43	0.16	0.59	0.62	0.48	0.12	0.10	0.09
Zr/Hf	52.4	45.5	54.8	63.2	53.8	42.4	62.2	44
T, °C	676	629	702	834	766	649	693	717
Тип**	I	I	II	II	II	III	III	III
Возраст	-	-	-	-	259.2	254.2	261.3	265.3

Примечание. ** – тип трендов распределения РЗЭ, см. раздел 5. «ц» – центр, «к» – край зерна.

Note. ** – type of REE distribution trends, see Section 5. "ц" – grain centre, "к" – grain edge.