



ZIRCON IN HIGH-MG DIORITE OF THE CHELYABINSK MASSIF (SOUTH URALS): MORPHOLOGY, GEOCHEMICAL SIGNATURE, AND PETROGENESIS IMPLICATIONS

T. A. Osipova, G. A. Kallistov, M. V. Zaitseva

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, Yekaterinburg, Russia

Abstract: The article is focused on the morphology, trace element composition, U-Pb and Lu-Hf systems in zircon in high-Mg diorite of the Chelyabinsk granitoid massif. Our analytical studies of the U-Pb and Lu-Hf isotope systems and the trace element composition were performed using mass spectrometry (MS) with inductively coupled plasma (ICP) and laser ablation (LA) of samples. It is established that the zircon formed at the last stages of crystallization of the basic melt under subsolidus conditions at low (600–700 °C) temperatures, which distinguishes it from the zircon of most other high-Mg rocks of the intermediate composition. The internal structure of the zircon and the concentration of trace elements are locally altered under the influence of a fluid, which led to a partial disruption of the U-Pb and Lu-Hf isotopic systems. For the least altered areas in the zircon crystals, the age of crystallization of the parent high-Mg melt is 362 ± 2 Ma, which coincides with the age estimated from the geological data. Considering the isotope composition of Hf in the zircon and the trace element concentrations, there are grounds to relate the formation of high-Mg diorite in the Chelyabinsk granitoid massif with a mixed mantle-crustal source.

Key words: high-Mg diorite; zircon; U-Pb age; isotopic composition of Hf; South Urals; petrogenesis; mantle-crust interaction

RESEARCH ARTICLE

Received: November 30, 2018

Revised: May 13, 2019

Accepted: May 23, 2019

For citation: Osipova T.A., Kallistov G.A., Zaitseva M.V., 2019. Zircon in high-Mg diorite of the Chelyabinsk massif (South Urals): morphology, geochemical signature, and petrogenesis implications. *Geodynamics & Tectonophysics* 10 (2), 289–308. doi:10.5800/GT-2019-10-2-0415.

ЦИРКОН ИЗ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНОГО ДИОРИТА ЧЕЛЯБИНСКОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ): МОРФОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Т. А. Осипова, Г. А. Каллистов, М. В. Зайцева

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Аннотация: В статье приводятся результаты изучения морфологии, микроэлементного состава, U-Pb и Lu-Hf изотопных систем в цирконе из высокомагнезиального диорита Челябинского гранитоидного массива. Аналитические исследования изотопных U-Pb и Lu-Hf-систем и микроэлементного состава проведены с использованием масс-спектрометрии (МС) с индуктивно связанной плазмой (ИСП) и лазерной абляцией (ЛА) проб. Установлено, что циркон образовался на последних этапах кристаллизации базитового расплава в субсолидусных условиях при низких (600–700 °С) температурах, что отличает его от циркона большинства других высокомагнезиальных пород среднего состава. Внутренняя структура циркона и концентрации элементов-примесей локально изменены под воздействием флюида, что привело к частичному нарушению изотопных U-Pb и Lu-Hf систем. По наименее измененным областям в кристаллах циркона установлен возраст кристаллизации материнского высокомагнезиального расплава 362 ± 2 млн лет, совпадающий с геологическими данными. Изотопный состав Hf в цирконе и данные о содержаниях в нем микроэлементов позволяют связать образование высокомагнезиального диорита Челябинского гранитоидного массива с источником смешанной мантийно-коровой природы.

Ключевые слова: высокомагнезиальный диорит; циркон; U-Pb-возраст; изотопный состав Hf; Южный Урал; петрогенезис; мантийно-коровое взаимодействие

1. ВВЕДЕНИЕ

Эффузивные и интрузивные высокомагнезиальные породы среднего состава наиболее широко представлены в областях субдукции, а также известны в интраконтинентальных обстановках на разных возрастных уровнях. Для объяснения их образования рассматриваются различные механизмы взаимодействия мантийного источника и корового компонента, так как при плавлении только коровых пород базитового состава не генерируются магмы столь высокой магнезиальности (0.77) [Martin et al., 2005; Tatsumi, 2008; Qian, Hermann, 2010, и ссылки в ней; Castillo, 2012; и др.].

В разработке конкретных моделей образования высокомагнезиальных пород среднего состава, предполагающих различные механизмы взаимодействия мантийного ультрамафического материала с коровыми кремнекислыми расплавами, наибольшее значение имеют петрогеохимические и изотопно-геохимические особенности пород, а также состав слагающих их пороодообразующих минералов. Наиболее важная роль в этих реконструкциях принадлежит реликтовым первично-магматическим темноцветным силикатам. Вместе с тем, дополнительную информацию о петрогенезе этих своеобразных пород несет акцессорный циркон.

Основной в настоящее время минерал-геохронометр, «сохраняющий память» о разновозрастных событиях и позволяющий восстановить их историю, – циркон – может помочь в понимании петрогенетических процессов, так как в магматических породах он кристаллизуется в широком диапазоне температур, которые связаны с составом расплава [Hanchar, Watson, 2003]. Эта связь находит отражение в особенностях его морфологии, онтогении, внутреннего строения, химического состава [Pupin, 1980; Belousova et al., 2006; Popov, 2011]. Циркон, являясь концентратом редких элементов – индикаторов различных магматических процессов, определяет их поведение в ходе кристаллизации или взаимодействия расплавов [Wark, Miller, 1993; Thomas et al., 2002; Claiborne et al., 2006; и др.]. Изотопный состав гафния важен для установления природы источника магматических расплавов, расшифровки процессов мантийно-корового взаимодействия [Taylor, McLennan, 1985; Vervoort, Blichert-Toft, 1999; Gagnevin et al., 2010; и др.].

2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Челябинский гранитоидный массив, образованный разновозрастными интрузивными комплек-

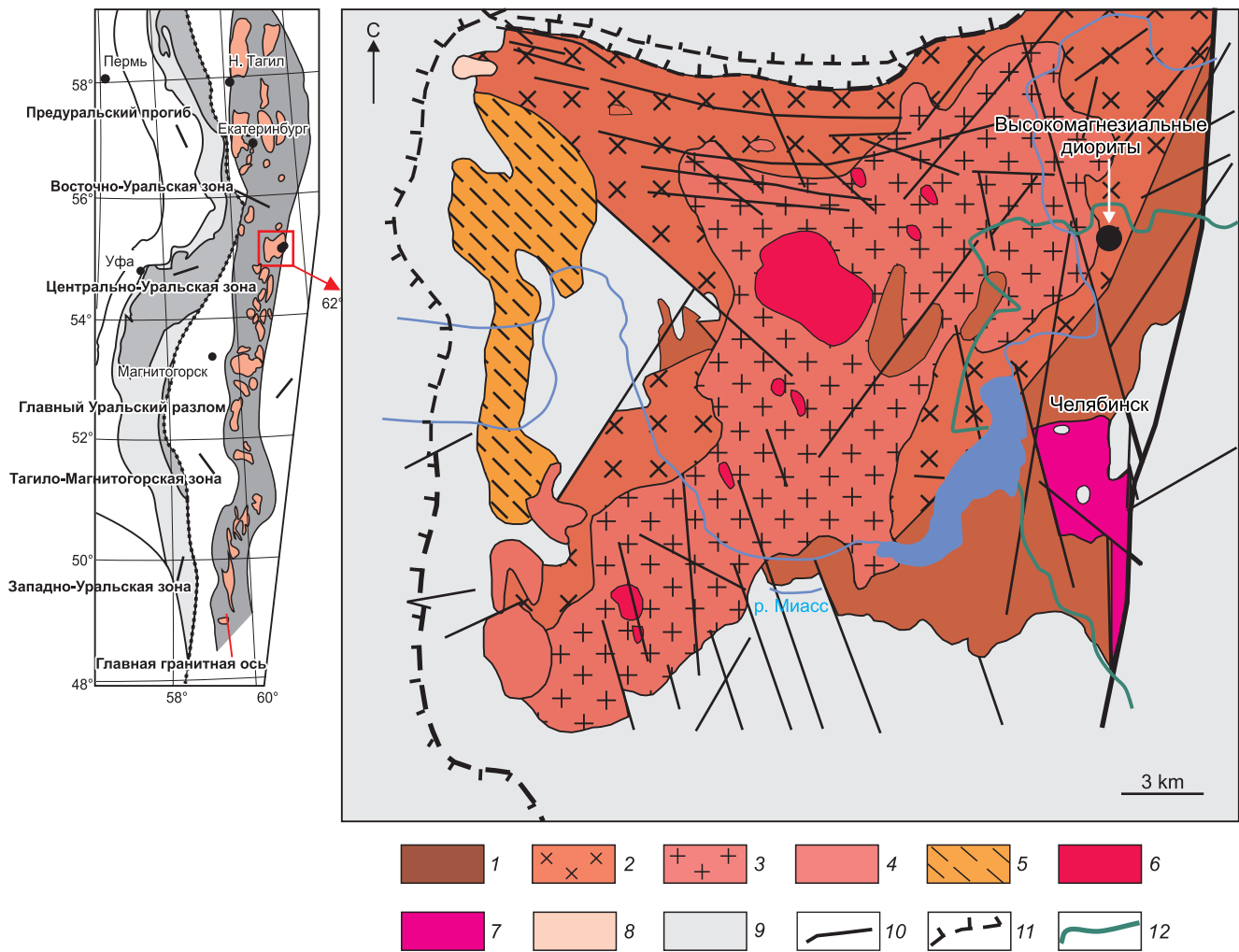


Рис. 1. Схема геологического строения Челябинского гранитоидного плутона (по данным Челябинского государственного геолого-геофизического предприятия, с дополнениями Т.А. Осиповой и Г.А. Каллистова) и его положение в структуре Урала (по [Puchkov, 2010]).

1–4 – высококалиевая серия: 1 – кварцевые диориты (D_3-C_1), 2 – гранодиориты (D_3-C_1), 3 – граниты биотитовые (C_1), 4 – лейкограниты биотит-мусковитовые (C_1); 5 – умереннокалиевая серия: граниты гнейсированные (C_{1-2}); 6–7 – субщелочная серия: 6 – лейкограниты биотитовые флюоритсодержащие (P_1), 7 – лейкограниты биотитовые (P_2); 8 – лейкограниты гранат-мусковитовые (T_2); 9 – вмещающие метавулканогенные и метаосадочные породы (Pz_{1-2}); 10 – разрывные нарушения; 11 – шарьяжи и надвиги; 12 – граница г. Челябинска.

Fig. 1. Simplified geological map of the Chelyabinsk granitoid pluton (according to the Chelyabinsk State Geological and Geophysical Enterprise, with additions by T.A. Osipova and G.A. Kallistov), and its position in the Urals (after [Puchkov, 2010]).

1–4 – high-K series: 1 – quartz diorite (D_3-C_1), 2 – granodiorite (D_3-C_1), 3 – biotite granite (C_1), 4 – biotite-muscovite leucogranite (C_1); 5 – moderate-K series: gneiss granite (C_{1-2}); 6–7 – subalkaline series: 6 – biotite fluorite-bearing leucogranite (P_1), 7 – biotite leucogranite (P_2); 8 – garnet-muscovite leucogranite (T_2); 9 – host meta-volcanogenic and meta-sedimentary rocks (Pz_{1-2}); 10 – fault; 11 – thrust; 12 – Chelyabinsk city boundary.

сами, является одним из крупнейших на Урале. Он расположен в северном замыкании южного сегмента Восточно-Уральской зоны (рис. 1), которая характеризуется широким распространением сиалического материала. В строении массива принимает участие широкий спектр пород от кварцевых диоритов до гранитов и лейкогранитов. Его основной объем образован кварцевыми диоритами и

гранодиоритами. Более кислые разновидности (граниты и лейкограниты) преимущественно слагают центральную и юго-восточную часть массива, а также представлены в западном эндоконтакте (гнейсированные граниты). Основные черты строения и состава Челябинского массива рассмотрены в работах [Fershtater et al., 2004; Kallistov, 2014; Kallistov, Osipova, 2017].

Высокомагнезиальные диориты в Челябинском массиве залегают в породах ранней фазы – позднедевонско-раннекаменноугольных гранодиоритах с U-Pb возрастом 361 ± 4 млн лет [Kallistov, 2014], формирование которых связано с субдукцией в окраинно-континентальной обстановке [Fershtater et al., 2004]. Высокомагнезиальные диориты образуют в них дайку мощностью около 2 м. Породы дайки полностью раскристаллизованы и имеют отчетливо интрузивный облик. Геологические взаимоотношения с вмещающими гранодиоритами позволяют рассматривать дайку высокомагнезиальных диоритов как «классическую» синплутоническую интрузию [Pitcher, 1991]. Сплошное монолитное материнское тело дайки по простиранию разделяется на отдельные фрагменты неправильной формы, которые в совокупности образуют изначально плотное скопление – «рой». По мере удаления от материнского тела плотность «роя» уменьшается вплоть до отдельных включений, а их очертания становятся более округлыми. При этом ни дайка, ни вмещающие гранодиориты не имеют закаленных контактов. Подобные взаимоотношения обусловлены внедрением базитовой магмы в слабо консолидированные гранитоиды [Litvinovsky et al., 1992; Burmakina, Tsygankov, 2013; Vladimirov, 2017; и др.] на позднеплутоническом этапе в верхнекоровых условиях [Sklyarov, Fedorovskii, 2006].

3. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Высокомагнезиальный диорит имеет массивную текстуру и порфириовидную структуру, обусловленную присутствием фенокристаллов (5–6 мм в перечнике) темноцветных минералов: амфибола с флогопитом и, реже, пироксена, которые в настоящее время замещены актинолитом с реликтовыми участками паргасита, магнезиальной роговой обманки и высокохромистого диопсида. Структура основной массы гипидиоморфно-зернистая в сочетании с пойкилитовой: интерстиции между крупными выделениями темноцветных минералов выполнены резко ксеноморфным кислым плагиоклазом (олигоклазом и альбитом), который содержит включения мелких идиоморфных зерен амфибола, призмы апатита, а также кварц. Последний также присутствует в интерстициях и в виде отдельных ксеноморфных зерен. Акцессорные минералы – циркон, апатит, иглы которого достигают 2.5 мм в длину, титанит, единичные зерна ильменита. Важной чертой является наличие в породе высокохромистого хромита, который образует включения во вкрапленниках темноцветных минералов. Кроме перечисленных второстепенных минералов, в

диорите присутствует пирит и, редко, – миллерит, отсутствующие во вмещающей дайку гранодиорите.

При содержании кремнезема около 52 мас. % порода имеет очень высокие концентрации MgO (до 13.5 мас. %), что определяет присутствие в нормативном составе породы оливина и высокий Mg# (0.77); повышенные концентрации Cr, Co и Ni (~700, 45, 313 г/т, соответственно); фракционированное распределение РЗЭ ($(La/Yb)_n = 14.9$) при отсутствии Eu-аномалии; низкие концентрации Y; заметные отрицательные аномалии Nb и Ti. По этим петро- и геохимическим параметрам рассматриваемая порода близка к высокомагнезиальным диоритам и их эффузивным аналогам – санукитам, описанным в многочисленных публикациях [Martin et al., 2005; Tatsumi, 2008; Qian, Hermann, 2010; и др.].

Подробнее петролого-минералогические особенности и химический состав высокомагнезиального диорита из Челябинского массива охарактеризованы в работах [Kallistov, Osipova, 2017, 2018; Pribavkin et al., 2019].

4. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробоподготовка и выделение цирконов проведены в ИГГ УрО РАН. Стандартная схема получения монофракции циркона из породы включала в себя дробление (<0.25 мм), отмывку для получения шлихового материала, разделение в тяжелых жидкостях, электромагнитную сепарацию концентрата, отбор зерен циркона вручную под бинокулярным микроскопом. Для выявления взаимоотношений циркона с породообразующими минералами проводилось его микроскопическое изучение в петрографических шлифах. Препаратами для исследования циркона являлись круглые шайбы из эпоксидной смолы (диаметр около 2.5 см) с помещенными в них зернами циркона. При полировке шайб зерна циркона выводились на поверхность приблизительно на половину их толщины. Исследование циркона производилось также и в полированных петрографических шлифах. Перед анализом методом масс-спектрометрии (LA-ICPMS) с лазерной абляцией – индуктивно связанной плазмой препараты (шлифы, шайба) проходили очистку спиртом и азотной кислотой (3 %).

Аналитические данные изучения U-Pb и Lu-Hf изотопных систем и микроэлементного состава получены с использованием масс-спектрометрии (МС) с индуктивно связанной плазмой (ИСП) и лазерной абляцией (ЛА) проб (ЦКП УрО РАН «Геоаналитик», Екатеринбург). Все использованное оборудование размещено в помещении класса чистоты 7 ИСО.

U-Pb датирование цирконов выполнено на квадрупольном ИСП-МС NexION 300S (PerkinElmer) с приставкой для ЛА NWR 213 (ESI). Процедура измерения Pb/U-изотопных отношений и алгоритм расчета возраста изложены в статье [Zaitseva et al., 2016]. Параметры приставки для ЛА: диаметр кратера – 25 мкм, частота повторения импульсов – 10 Гц, плотность энергии – 12.5–13.5 Дж/см². Обработку результатов проводили в программе GLITTER V4.4. Корректировка присутствия общего свинца проведена в программе ComPbCorr [Andersen, 2002]. Построение конкордии выполнено с помощью макроса для Excel Isoplot v.4.15. В качестве первичного стандарта использовали циркон GJ-1 (в качестве вторичных – цирконы 91500 и Plesovice), измеренный методом «взятия в вилку» через 10 измерений.

Анализ микроэлементного состава проведен на ИСП-МС NexION 300S (PerkinElmer) с приставкой для ЛА NWR 213. Параметры приставки для ЛА: энергия лазерного излучения – диаметр кратера 25 мкм, частота повторения импульсов – 10 Гц, плотность энергии – 10.5–11.5 Дж/см². Обработку результатов проводили в программе GLITTER V4.4. с использованием внутреннего стандарта SiO₂, в качестве внешнего первичного стандарта использовали стандартное стекло NISTSRM 610 (в качестве вторичного – стандартное стекло NISTSRM 612), измеренное методом «взятия в вилку» через 10–12 измерений. Концентрации измеряли для следующих элементов: Li, Be, B, Na, Mg, Al, Si, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Fe, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th, U.

Анализ Lu-Hf-изотопной системы выполнен на многоколлекторном ИСП-МС Neptune Plus (Thermo Fisher Scientific) с приставкой для ЛА NWR 213. Следуя [Giovanardi, Lugli, 2017; Zaitseva, Votyakov, 2017], расчет изотопных отношений Lu/Hf, Hf/Hf, а также значений $\epsilon(\text{Hf})$ и модельного возраста выполнили с использованием макроса ExcelHf-INATOR при диаметре кратера 25 мкм, частоте повторения импульсов – 20 Гц, плотности энергии – 10.5–11.5 Дж/см². В качестве первичного стандарта использовали циркон GJ-1 (в качестве вторичных – цирконы 91500, Plesovice и Mud Tank), измеренный методом «взятия в вилку» через пять измерений.

Основным критерием оптимизации (правильности) подобранных параметров служила согласованность полученных значений с базой данных GeoREM и литературными источниками для используемых стандартных образцов циркона. U-Pb возраст для стандартов GJ-1, 91500 и Plesovice равен 601.2±2.0 (N=23; MSWD=0.006; 1σ), 1064±7 (N=11; MSWD=0.36; 1σ) и 338±2 (N=13; MSWD=0.32; 1σ) млн лет, соответственно, в рамках данной измерительной сессии.

Погрешность измерения изотопного отношения ²⁰⁶Pb/²³⁸U для стандартов циркона варьируется от 1.2 до 3.4 % в виде 1σ, для ²⁰⁷Pb/²³⁵U – от 2.7 до 8.5 % (1σ). Средневзвешенное значение изотопного отношения ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf для стандартов GJ-1 и Plesovice составило 0.282017±0.000009 (N=15; 2σ) и 0.28246±±0.000009 (N=6; 2σ), соответственно; также проведены единичные измерения стандартов 91500 и Mud Tank – ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 0.282231±0.000039 (N=1; 2σ) и 0.282481±0.000044 (N=6; 2σ), соответственно, в рамках данной измерительной сессии. Погрешность измерения изотопного отношения ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf для стандартов циркона варьируется от 0.006 до 0.024 % в виде 2σ. Погрешность измерения стандартного стекла NIST 610 для измеренных элементов варьируется в диапазоне от 3 до 18 % (1σ), для NIST 612 – от 3 до 20 % (1σ).

5. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

5.1. МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ КРИСТАЛЛОВ ЦИРКОНА

По морфологическим особенностям кристаллы циркона образуют одну популяцию. Они имеют призматический габитус и варьируются от длинно-призматических с отношением длины к ширине около 1:5 до короткопризматических и субизометрических, в которых отношение длины к ширине составляет 1:1.5 – 1:1 (рис. 2, а, б). Размеры зерен колеблются от 200 до 700 мкм, преобладающая размерность 300–400 мкм. Кристаллы прозрачные до полупрозрачных, реже отмечаются непрозрачные, имеют кремовую, светло-бурую до темно-бурую и буровато-черной окраску. Часто наблюдается тонкая прозрачная кайма, через которую просвечивает темная основная масса минерала.

Для них характерны грани призм (100), (110) с частым доминированием грани (110), а также грани бипирамид (101) и (211). В большинстве случаев на гранях кристаллов циркона (преимущественно – призмы (110)) присутствуют первичные индукционные поверхности в виде выпуклых и вогнутых участков, канавок, «заполненных» включениями породообразующих минералов – плагиоклаза и, реже, амфибола (рис. 2, в–е), свидетельствующие о их совместном росте [Dementieva, 1964; Popov, 2011]. В результате интенсивного развития индукционных структур образуются зерна циркона неправильной формы – с частичной сохранностью собственных кристаллографических очертаний и ксеноморфные (рис. 2, е, ж). В поперечном срезе такие зерна имеют скелетоподобный облик (рис. 2, з). Кристаллы циркона содержат многочисленные включения плагиоклаза, кварца, идентичные по

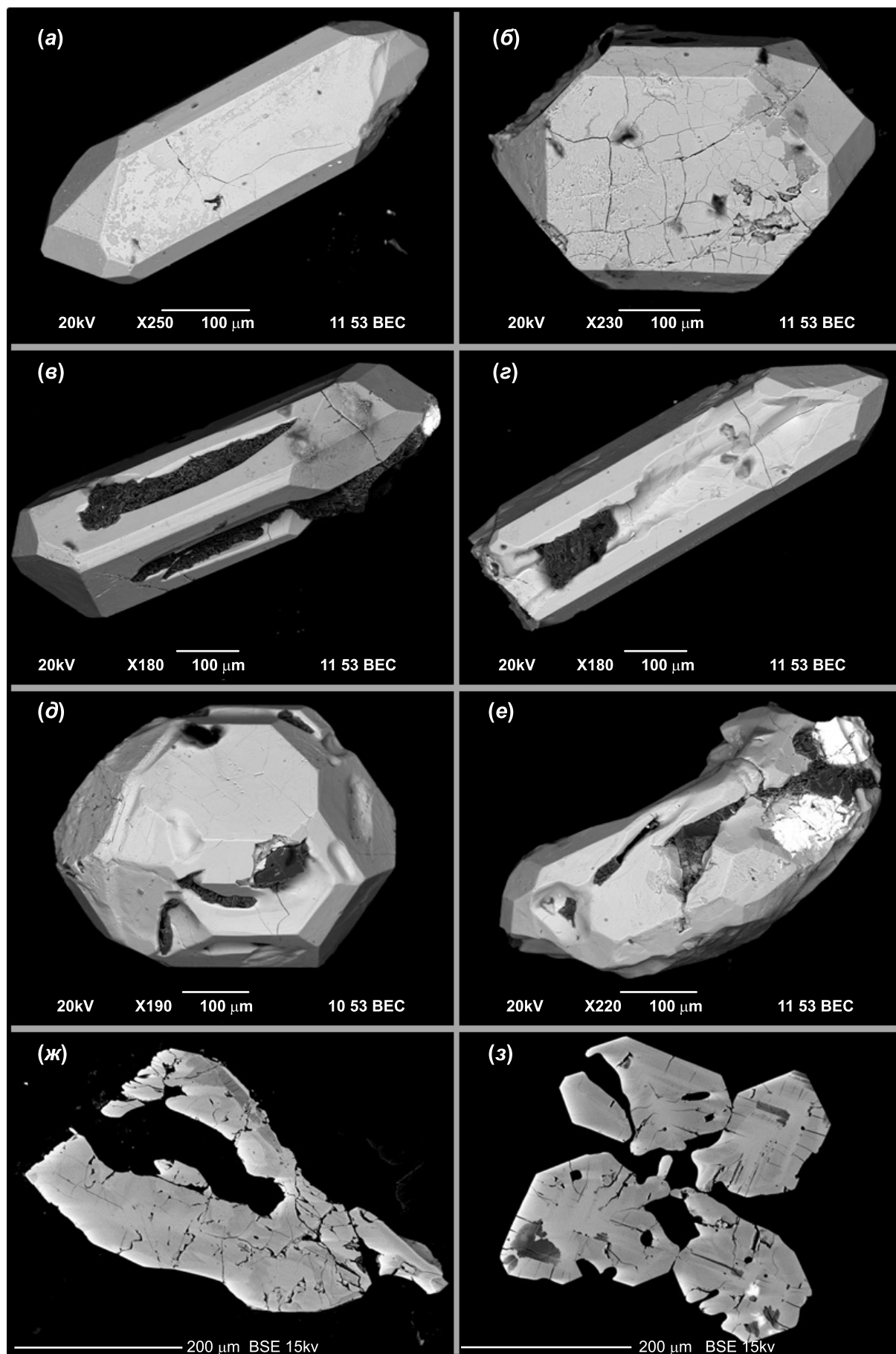


Рис. 2. BSE-изображения зерен циркона из высокомагнезиального диорита, Челябинский массив. Пояснения в тексте.

Fig. 2. BSE images of zircon grains in high-Mg diorite, Chelyabinsk massif. See explanations in text.

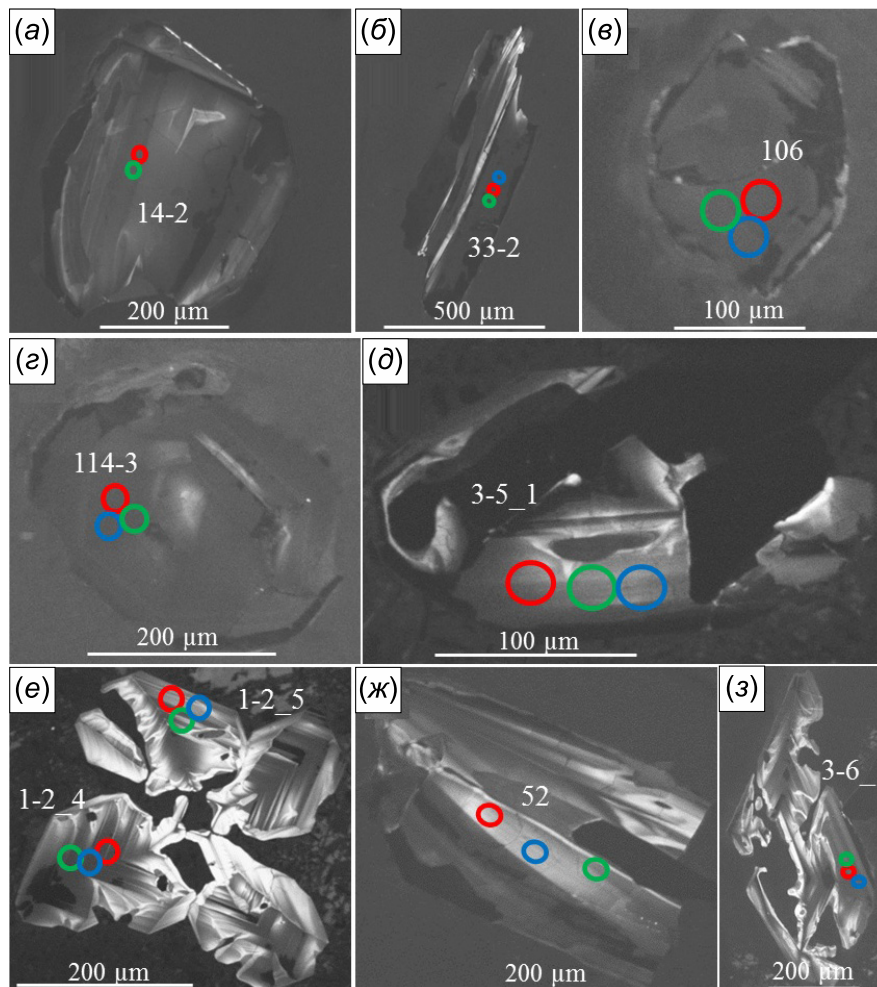


Рис. 3. Катодолюминесцентные фотографии циркона из высокомагнезиального диорита, Челябинский массив. Эллипсы – область анализа: красные – U-Pb изотопный анализ; синий – изотопный состав Hf; зеленый – анализ редко-элементного состава (REE). Цифры у эллипсов – номера образцов и точки в табл. 1–3.

Fig. 3. Cathodic-luminescent images of zircon in high-Mg diorite, Chelyabinsk massif. Ellipses show the areas of analysis: red – U-Pb isotope analysis; blue – Hf isotopic composition; green – RRE analysis. Figures at the ellipses – numbers of samples and points (see Tables 1–3).

составу минералам из основной массы породы, что также свидетельствует о росте циркона на поздних этапах кристаллизации расплава. Поверхность зерен циркона нередко осложнена микротрещинами (рис. 2, а, б), которые почти повсеместно отчетливо прослеживаются и во всем их объеме (рис. 2, ж, з) и являются микротрещинами разуплотнения, поскольку их максимальные скопления приурочены к зонам метамиктизации, образованным вследствие автооблучения, а также к участкам с сильно измененной внутренней структурой, которые четко выявляются в катодных лучах яркими областями (рис. 3, д–з).

Наименее измененные домены кристаллов циркона окрашены в серые и темно-серые тона, характеризуются слабым проявлением люминесцентных свойств и, большей частью, отсутствием зональности или обладают слабовыраженной секториальной

зональностью (рис. 3, а–г). Области со средней и высокой светимостью обладают «вторичной» зональностью, с первого взгляда напоминающей осцилярную, типичную для магматических цирконов. Но, в отличие от последней, «вторичная» зональность представляет собой чередование темных и светлых полос, часто не выдержанных по ширине и плавно переходящих друг в друга – их границы не резки, размыты (рис. 3, д, е). Часто такие полосы изогнуты, имеют причудливые «веерообразные» очертания и, как правило, ярко люминесцируют (рис. 3, ж, з). Наиболее интенсивные изменения наблюдаются возле минеральных включений и трещин.

5.2. МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ЦИРКОНА

Данные о поведении элементов-примесей в зернах циркона из челябинского высокомагнезиаль-

Т а б л и ц а 1. Редкие элементы в типичных зернах циркона из высокомагнезиального диорита, Челябинский массив

Table 1. Trace elements in typical zircon grains in high-Mg diorite, Chelyabinsk massif

N	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Grain, point	14-2	33-2	106	114-3	52	1-2_4	1-2_5	3-5_1	3-6_1
Elements, ppm									
Al	12	<dl	<dl	52	203	183	11703	13148	1583
Ti	2	<dl	4	2	23	28	29	1894	1356
Fe	<dl	60	<dl	43	27	270	410	27794	6383
Sr	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	8.9	151.7	64.6	178.9
Y	695	1773	1832	1034	233	632	408	308	1193
Nb	0.4	1.6	5.9	2.8	1.1	0.8	1.0	9.8	13.8
Ba	<dl	<dl	1.8	2.7	8.0	15.6	153.5	201.6	670.2
La	0.063	0.37	0.73	2.72	7.63	30.74	6.88	217.94	821.98
Ce	12.71	42.21	71.46	75.17	56.09	141.53	48.54	1041.13	3680.85
Pr	0.288	1.51	0.59	1.81	7.67	22.03	7.22	181.09	542.89
Nd	6.43	13.95	9.22	9.64	44.6	100.83	34.13	825.58	2030.39
Sm	4.83	16.08	9.44	9.46	9.62	17.48	7.45	82.68	157.84
Eu	3.42	6.57	4.43	4.78	2.67	6.33	2.47	21.8	29.78
Gd	21.93	86.02	40.73	26.52	10.15	24.74	12.69	48.26	82.8
Tb	5.72	18.92	13.41	7.55	1.86	5.37	3.26	5.34	14.09
Dy	59.47	173.25	152.79	86.74	20.34	58.13	37.91	39.56	111.49
Ho	19.24	62.58	58.01	34.89	6.89	19.55	12.3	10.96	38.04
Er	96.28	260.38	268.89	145.41	32.37	90.06	54.72	43.79	162.72
Tm	23.21	63.91	59.72	34.44	8.87	19.14	12.08	8.28	38.35
Yb	219.88	576.45	554.44	359.37	76.11	207.01	134.93	88.65	402.59
Lu	42.03	108.04	116.98	72.07	17.57	42.65	29.1	16.29	75.22
Hf	6784	7599	10062	8308	7947	5262	7882	788	8508
Ta	0.36	0.91	2.07	1.48	0.45	0.258	0.192	0.39	0.78
Th	693	3685	4728	5523	856	1736	2978	507	2098
U	1118	4199	4947	4853	909	1664	2368	729	2463
Th/U	0.6	0.9	1.0	1.1	0.9	1.0	1.3	0.7	0.9
Ce/Ce*	22.17	13.30	25.59	7.94	1.72	1.27	1.61	1.23	1.29
Eu/Eu*	1.02	0.54	0.69	0.92	0.83	0.93	0.78	1.05	0.80

П р и м е ч а н и е. 1, 2, 3, 4 – неизменные и наименее измененные области кристаллов циркона с секториальной зональностью или без зональности; 5, 6, 7 – области с «полосчатой» вторичной зональностью; 8, 9 – области с «веерообразной» вторичной зональностью. <dl – значения ниже предела обнаружения.

N o t e. 1, 2, 3, 4 – non-altered and least altered areas of zircon crystals with sectorial zonality / without zonality; 5, 6, 7 – areas with 'band-shape' secondary zonality; 8, 9 – areas with 'fan-shaped' secondary zonality. <dl – values below the detection limit.

ного диорита приведены в таблице 1 и на рис. 4. Для наименее измененных участков кристаллов циркона характерно фракционированное распределение РЗЭ с резким преобладанием элементов тяжелой части спектра над легкой, выраженной положительной аномалией Се и очень слабой отрицательной Еи. Эти области в зернах циркона содержат очень мало титана – не более 4.3 г/т (чаще его концентрация оказывается ниже аналитического предела обнаружения), а также «неформульных» элементов-примесей (Al, Fe, Sr, Ba). Содержание Hf варьируется в интервале 0.5–1.0 мас. %. Важной особенностью состава циркона являются очень высокие концентрации U и Th, достигающие величины ~5000 и 5500 г/т, соответственно, при сравнительно небольших вариациях Th/U отношения – от 0.6 до 1.3.

В доменах с измененной внутренней структурой в спектре РЗЭ растет содержание легких элементов вплоть до уровня, превышающего содержание тяжелых, что приводит к исчезновению Се-аномалии и полному изменению конфигурации спектра в «волнообразный» (рис. 4, а). Одновременно растет концентрация Ti и других элементов-примесей, в том числе «неформульных» (рис. 4, б, в), увеличивается размах вариаций содержаний U и Th и Th/U отношения, которое в этих участках циркона изменяется от 0.1 до 3.6 (табл. 1). Важно подчеркнуть, что в таких участках так же значительно увеличивается размах содержаний Hf – его концентрация в измененных областях варьируется от 0.08 до 1.33 мас. %. При этом «пороговым» значением появления «критических» изменений в составе циркона является уменьшение величины

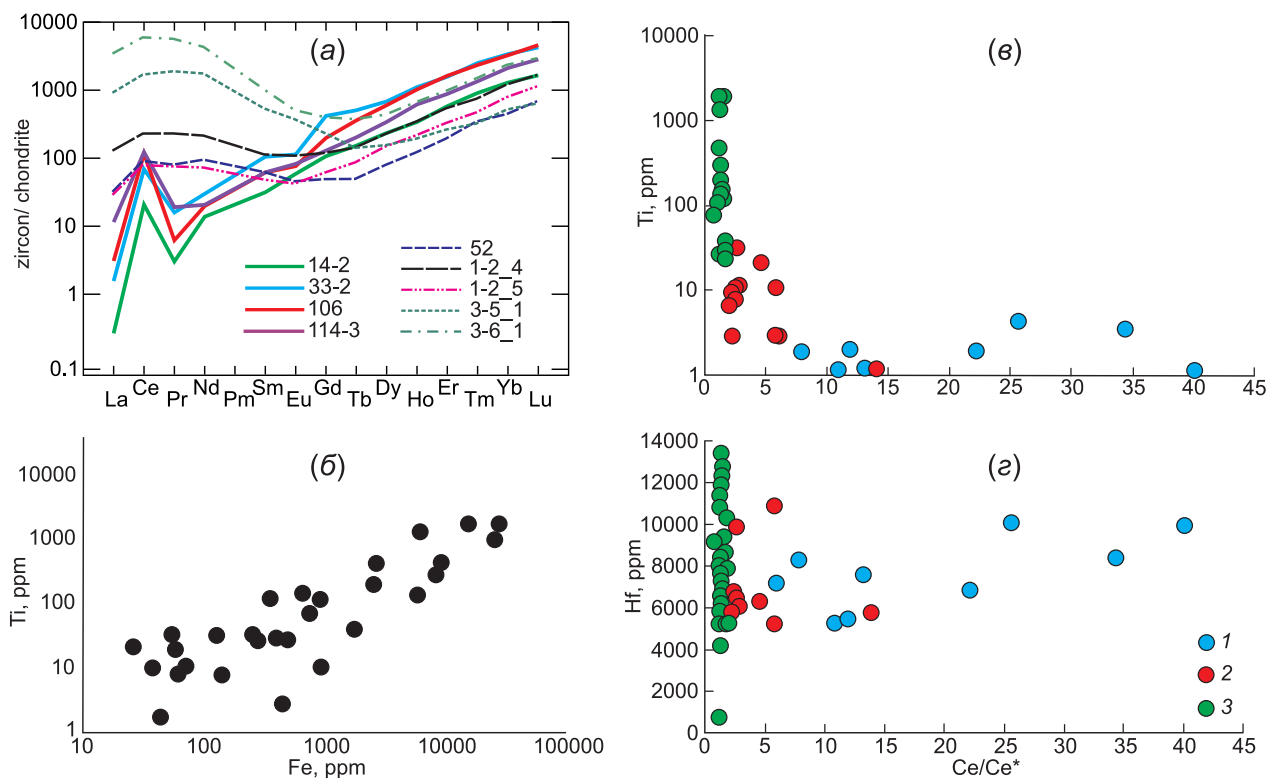


Рис. 4. Редкоэлементный состав циркона из высокомагнезиального диорита Челябинского массива. Распределение РЗЭ (а) выполнено по хондриту [Sun, McDonough, 1989]. Нумерация спектров РЗЭ соответствует номерам точек анализа в табл. 1. (б) – вся совокупность составов циркона. (в), (г) – кружками разного цвета показаны составы циркона различной степени изменения: 1 – неизмененные, 2 – слабо измененные, 3 – наиболее измененные.

Fig. 4. The RREt composition of zircon in high-Mg diorite, Chelyabinsk massif. (a) – the chondrite-normalized RRE distribution [Sun, McDonough, 1989]. The numbers of the REE spectra correspond to the numbers of the analysis points in Table 1. (б) – the entire set of the zircon compositions. (в), (г) – circles of different colours mark the zircon compositions of varying alteration degrees: 1 – non-altered, 2 – slightly altered, 3 – most altered.

Ce-аномалии $Ce_n/Ce_n^* = Ce_n/\sqrt{(La_n \times Pr_n)}$ до 2 (рис. 4, в, г).

5.3. РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ

Для изучения U-Pb изотопной системы были проанализированы 100 точек в 58 зернах циркона. В 41 аналитической точке присутствует нерадио-генный свинец, содержание которого варьируется от 0.4 до 12.2 %. Результаты анализа 59 точек, не содержащих обыкновенный свинец, приведены в таблице 2 и на рис. 5. Из этих 59 точек более половины сильно дискордантны, и лишь 23 располагаются в непосредственной близости от конкордии (рис. 5, а). Все без исключения дискордантные точки расположены ниже конкордии. Расчеты различных вариантов дискордий определяют возраст верхнего пересечения как равный ~5 млрд лет, что не имеет геологического смысла. В связи с этим результаты данных расчетов не принимаются во внимание.

Конкордантные в пределах ошибки измерения точки, разделяясь между собой почти поровну, образуют два возрастных кластера с близкими статистическими параметрами: 362 ± 2 млн лет и 336 ± 2 млн лет (рис. 5, б, в). При этом и в тот, и в другой кластер конкордантных значений попадают и точки, в которых микроэлементный состав циркона изменен, а некоторые точки с хорошо сохранившимся составом «магматического» циркона не входят в них, так как являются сильно дискордантными. В целом же, в кластере с более молодым возрастом 336 ± 2 млн лет статистически больше точек с сильно измененным микроэлементным составом, а в кластер с более древним возрастом 362 ± 2 млн лет входят точки с неизмененным «магматическим» и слабоизмененным составом.

5.4. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГАФНИЯ В ЦИРКОНЕ

Результаты измерения параметров Lu-Hf изотопной системы в 30 точках, расположенных в раз-

Таблица 2. U-Pb изотопные данные для цирконов из высокомагнезильного диорита, Челябинский массив
 Table 2. U-Pb isotopic data for zircons in high-Mg diorite, Chelyabinsk massif

N	Grain, point	Conc., ppm		Isotope ratio		Ages (Ma)											
		Pb ²⁰⁶	Th ²³²	U ²³⁸	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ				
1	11	222	211	742	0.29	0.089	0.002	0.81	0.02	0.0654	0.0008	1414	45	600	12	408	5
2	14-2	225	693	1118	0.62	0.061	0.002	0.45	0.02	0.0534	0.0008	622	65	374	11	336	5
3	24-1	1054	13429	5145	2.61	0.111	0.002	0.85	0.02	0.0553	0.0007	1815	37	622	11	347	4
4	29-2	261	918	1242	0.74	0.056	0.002	0.44	0.01	0.0570	0.0008	446	59	369	9	357	5
5	33-1	125	648	549	1.18	0.112	0.003	0.96	0.03	0.0620	0.0009	1836	42	683	14	388	5
6	33-2	764	3685	4199	0.88	0.056	0.002	0.38	0.01	0.0493	0.0007	469	60	330	9	310	4
7	48-2	146	384	634	0.61	0.077	0.004	0.66	0.03	0.0628	0.0013	1114	93	517	21	393	8
8	51-1	97	409	500	0.82	0.084	0.004	0.61	0.03	0.0530	0.0011	1288	90	485	20	333	7
9	52	195	856	909	0.94	0.087	0.003	0.70	0.03	0.0583	0.0010	1355	63	537	16	365	6
10	56-2	179	809	759	1.07	0.075	0.002	0.66	0.02	0.0640	0.0010	1072	61	516	14	400	6
11	64-2	199	134	906	0.15	0.055	0.002	0.45	0.02	0.0591	0.0010	425	93	378	15	370	6
12	69	197	759	966	0.79	0.058	0.002	0.44	0.02	0.0549	0.0009	519	84	368	13	344	5
13	72-1	842	4762	3839	1.24	0.089	0.002	0.72	0.02	0.0588	0.0008	1402	46	551	12	369	5
14	72-2	609	1871	3077	0.61	0.053	0.002	0.39	0.01	0.0530	0.0008	347	73	335	10	333	5
15	77-1	898	3961	4549	0.87	0.055	0.002	0.40	0.01	0.0528	0.0008	428	74	344	11	331	5
16	77-2	188	655	828	0.79	0.065	0.004	0.54	0.03	0.0602	0.0013	773	112	438	21	377	8
17	77-3	180	1250	906	1.38	0.099	0.003	0.72	0.03	0.0523	0.0008	1613	59	549	16	329	5
18	77-4	368	1453	1801	0.81	0.109	0.004	0.81	0.03	0.0536	0.0010	1791	65	602	19	337	6
19	82	568	2885	2776	1.04	0.096	0.003	0.71	0.02	0.0536	0.0008	1544	52	544	14	337	5
20	83	734	2655	3286	0.81	0.053	0.002	0.42	0.01	0.0584	0.0008	309	68	358	10	366	5
21	85-1	1125	7720	5463	1.41	0.055	0.002	0.41	0.01	0.0537	0.0008	403	67	346	10	337	5
22	94	333	1802	1464	1.23	0.053	0.002	0.42	0.02	0.0577	0.0009	314	79	355	12	361	5
23	96-1	743	2920	3454	0.85	0.054	0.002	0.40	0.01	0.0543	0.0008	360	73	343	11	341	5
24	96-2	708	4605	3318	1.39	0.106	0.003	0.79	0.03	0.0537	0.0008	1740	57	590	16	337	5
25	98	1035	3321	4367	0.76	0.054	0.002	0.44	0.02	0.0594	0.0009	368	69	371	11	372	5
26	106	1059	4727	4947	0.96	0.052	0.002	0.38	0.02	0.0535	0.0009	284	85	329	12	336	5
27	108	402	1709	1897	0.90	0.052	0.002	0.38	0.02	0.0528	0.0009	279	97	325	13	332	6
28	112-1	1846	9588	7956	1.21	0.054	0.002	0.42	0.01	0.0575	0.0008	355	69	359	10	360	5
29	112-2	525	2052	2327	0.88	0.054	0.002	0.41	0.02	0.0557	0.0008	351	75	349	11	349	5
30	114-2	881	3303	3834	0.86	0.057	0.002	0.45	0.01	0.0580	0.0008	485	64	380	10	363	5

Таблица 2 (окончание)

Table 2 (end)

N	Grain, point	Conc., ppm		Isotope ratio				Ages (Ma)									
		Pb ²⁰⁶	Th ²³²	U ²³⁸	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U						
31	114-3	1108	5523	4853	1.14	0.055	0.002	0.44	0.01	0.0576	0.0008	420	64	369	10	361	5
32	119	1339	4288	5783	0.74	0.055	0.002	0.45	0.01	0.0584	0.0008	430	53	375	10	366	5
33	120	1143	5621	4968	1.13	0.056	0.002	0.45	0.02	0.0580	0.0008	450	68	375	11	363	5
34	123	650	2808	2819	1.00	0.054	0.002	0.44	0.02	0.0581	0.0008	385	69	367	11	364	5
35	127-2	317	1169	1378	0.85	0.074	0.003	0.59	0.02	0.0580	0.0009	1048	69	473	14	363	5
36	132-1	1440	9252	6378	1.45	0.063	0.002	0.50	0.02	0.0569	0.0008	723	67	410	12	356	5
37	132-2	1393	10081	6600	1.53	0.054	0.002	0.40	0.02	0.0532	0.0008	388	79	341	11	334	5
38	132-3	1223	5460	5717	0.95	0.056	0.002	0.42	0.02	0.0539	0.0008	458	82	354	12	338	5
39	143-1	861	3715	4002	0.93	0.059	0.002	0.44	0.02	0.0542	0.0008	577	76	372	12	340	5
40	143-2	1298	7700	6144	1.25	0.060	0.002	0.44	0.02	0.0532	0.0008	588	78	368	12	334	5
41	151	1815	2115	8863	0.24	0.057	0.002	0.41	0.02	0.0516	0.0008	503	83	347	12	324	5
42	154-2	727	2942	3322	0.89	0.057	0.002	0.43	0.02	0.0551	0.0009	486	91	365	14	346	6
43	166-1	1564	13461	7639	1.76	0.066	0.003	0.47	0.02	0.0515	0.0009	817	88	392	15	324	5
44	166-2	833	3214	3958	0.81	0.057	0.002	0.41	0.02	0.0530	0.0009	475	94	351	14	333	6
45	173-1	1370	3496	6437	0.54	0.055	0.003	0.40	0.02	0.0536	0.0010	404	103	345	14	336	6
46	180-1	318	1824	1483	1.23	0.109	0.005	0.81	0.04	0.0540	0.0010	1790	85	605	23	339	6
47	180-2	366	1272	1759	0.72	0.065	0.003	0.47	0.03	0.0523	0.0010	768	110	389	18	329	6
48	193	457	1494	2162	0.69	0.062	0.004	0.46	0.03	0.053	0.001	682	128	381	20	334	7
49	218-2	245	3723	1130	3.29	0.098	0.006	0.74	0.05	0.055	0.001	1583	108	560	27	343	7
50	1-2_1	278	1106	1435	0.77	0.061	0.003	0.40	0.02	0.047	0.001	631	98	340	15	299	5
51	1-2_4	376	1736	1663	1.04	0.074	0.003	0.58	0.02	0.057	0.001	1051	67	464	15	355	5
52	1-2_5	522	2977	2368	1.26	0.081	0.003	0.62	0.02	0.056	0.001	1229	61	492	14	349	5
53	3-5_1	141	507	728	0.70	0.083	0.005	0.58	0.04	0.051	0.001	1272	106	467	23	320	7
54	3-6_1	459	2098	2462	0.85	0.071	0.003	0.48	0.02	0.049	0.001	963	95	399	17	308	6
55	3-7_3	344	1651	1832	0.90	0.058	0.003	0.40	0.02	0.049	0.001	543	104	340	16	311	6
56	3-7_4	323	1258	1666	0.76	0.082	0.004	0.58	0.03	0.052	0.001	1249	93	463	20	320	6
57	4-4_1	670	2278	3179	0.72	0.052	0.003	0.39	0.02	0.054	0.001	285	112	333	16	340	7
58	4-4_2	954	4567	4533	1.01	0.054	0.003	0.40	0.02	0.054	0.001	372	110	342	16	338	7
59	5-7_1	152	673	543	1.24	0.071	0.005	0.70	0.05	0.071	0.002	958	139	537	32	443	12

Примечание. Результаты представлены по зернам, в которых не обнаружен нерадиоогенный свинец. В отдельных участках зерен пробы Chl-484 обнаружено присутствие нерадиоогенного свинца в диапазоне от 0.43 до 12.20 % (по ²⁰⁶Pb).

Note. The results are shown for grains without non-radiogenic lead. In some areas of the grains in sample Chl-484, non-radiogenic lead was detected in a range from 0.43 to 12.20 % (²⁰⁶Pb).

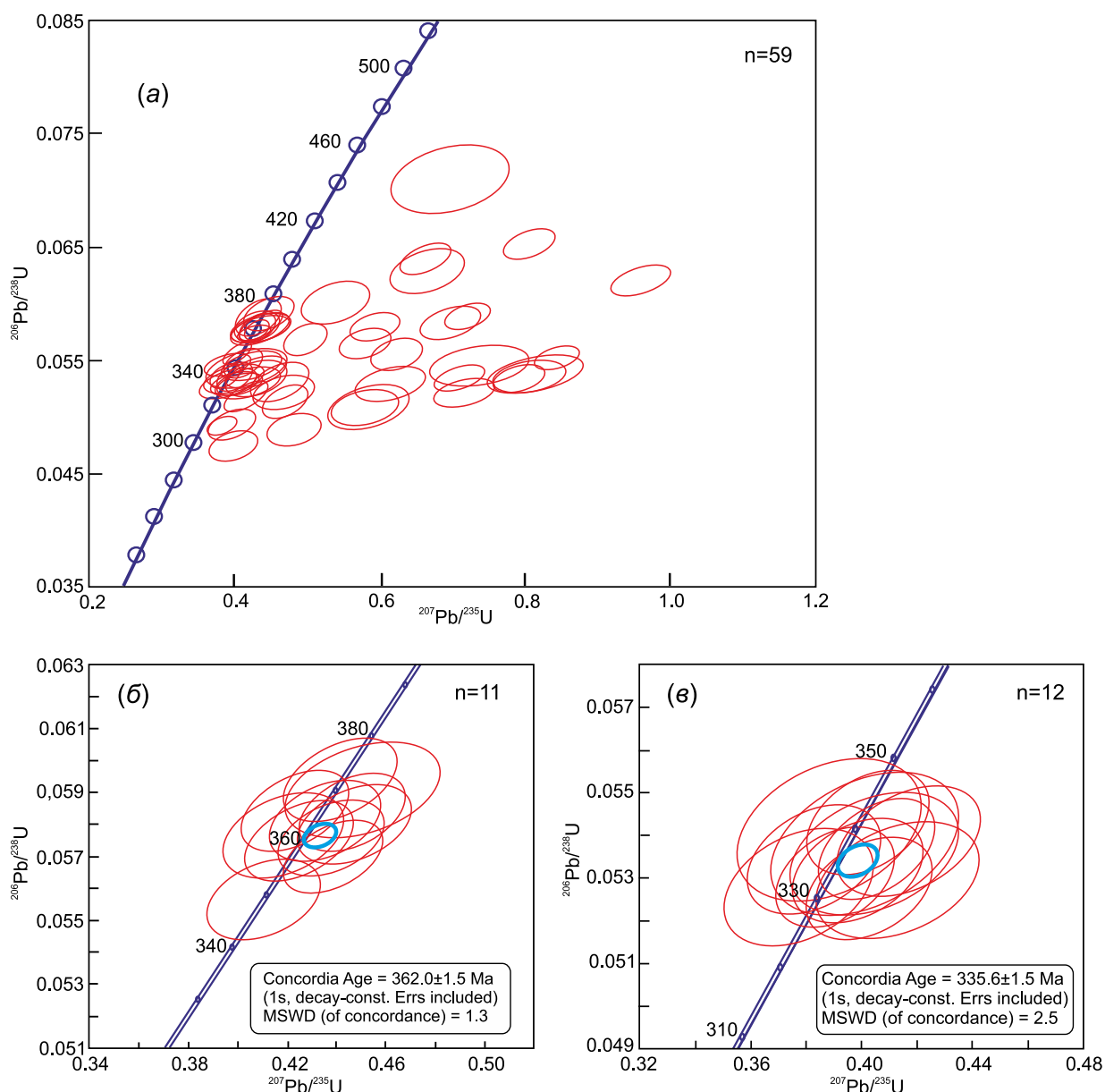


Рис. 5. Диаграмма с конкордией $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для зерен циркона из высокомагнезиального диорита Челябинского массива. Незалитый эллипс – значения изотопных отношений, соответствующие единичному измерению кратера; синий эллипс – средневзвешенные значения; синяя линия – конкордия; погрешность – 1σ . MSWD – среднеквадратичное взвешенное отклонение; n – количество точек анализа.

Fig. 5. Diagram with concordia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ for zircon grains in high-Mg diorite, Chelyabinsk massif. Uncoloured ellipse – values of isotopic ratios corresponding to a single crater measurement; blue ellipse – weighted average; blue line – concordia; the error is 1σ . MSWD – mean square weighted deviation; n – number of analysis points.

личных участках 22 зерен циркона из высокомагнезиального диорита приведены в таблице 3 и рис. 6.

Несмотря на то, что Lu-Hf изотопная система является значительно более устойчивой по сравнению с U-Pb в гидротермальных условиях [Geisler et al., 2003; Lenting et al., 2010], интенсивные изменения циркона из высокомагнезиального диорита в Челябинском массиве вызывают необходимость проверки ее замкнутости. Как было отмечено выше,

при сильных преобразованиях внутренней структуры циркона, проявляющихся в CI-изображениях, изменяется и его микроэлементный состав, в том числе концентрации Hf при практически неизменных содержаниях TPЗЭ (см. рис. 4, а, з). Изменение отношения концентраций элементов Lu/Hf приводит и к нарушению отношения концентраций изотопов $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ и, как следствие, к изменению первичных изотопных отношений $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ и увеличению аналитической ошибки (табл. 3, рис. 6, а).

Т а б л и ц а 3. Результаты исследования Lu–Hf изотопной системы в зернах циркона из высокомагнезиевого диорита, Челябинский массив

Table 3. The study results for the Lu–Hf isotope system in zircon grains in high-Mg diorite, Chelyabinsk massif

N	Grain, point	Age (Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2SE	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2SE	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2SE	$\text{EHf}(0)$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	EHf_t	T_{DM} (Ma)
1	11	408	0.0172	0.0013	0.00073	0.00003	0.282625	0.00029	-5.2	0.282619	3.6	881
2	24-1	347	0.0579	0.0034	0.00196	0.00006	0.282665	0.00061	-3.8	0.282652	3.4	852
3	33-2	310	0.0405	0.0036	0.00149	0.00004	0.282650	0.00042	-4.3	0.282641	2.2	862
4	48-2	393	0.0062	0.0003	0.00027	0.00002	0.282641	0.00024	-4.6	0.282639	3.8	855
5	52	365	0.0166	0.0008	0.00066	0.00003	0.282627	0.00026	-5.1	0.282622	2.7	880
6	56-2	400	0.0222	0.0026	0.00093	0.00004	0.282657	0.00037	-4.1	0.282650	4.5	841
7	64-2	370	0.0268	0.0033	0.00111	0.00003	0.282675	0.00028	-3.4	0.282668	4.5	817
8	69	344	0.0263	0.0001	0.00104	0.00003	0.282651	0.00031	-4.3	0.282645	3.1	850
9	72-1	369	0.0229	0.0004	0.00089	0.00003	0.282657	0.00034	-4.1	0.282651	3.5	854
10	72-2	333	0.0205	0.0002	0.00091	0.00005	0.282599	0.00054	-6.1	0.282593	1.0	922
11	77-1	331	0.0451	0.0021	0.00169	0.00003	0.282627	0.00028	-5.1	0.282616	1.8	901
12	77-2	377	0.0092	0.0006	0.00039	0.00003	0.282624	0.00028	-5.2	0.282622	3.1	868
13	85-1	337	0.0514	0.0026	0.00196	0.00004	0.282610	0.00043	-5.7	0.282598	1.3	930
14	106	336	0.0383	0.0010	0.00148	0.00003	0.282624	0.00027	-5.2	0.282614	1.8	902
15	108	332	0.0430	0.0004	0.00170	0.00003	0.282624	0.00026	-5.2	0.282614	1.7	904
16	114-3	361	0.0255	0.0006	0.00104	0.00003	0.282607	0.00025	-5.8	0.282600	1.9	913
17	132-1	356	0.0225	0.0006	0.00094	0.00003	0.282625	0.00029	-5.2	0.282619	2.2	896
18	132-3	338	0.0496	0.0006	0.00191	0.00003	0.282634	0.00026	-4.9	0.282622	2.1	896
19	193	334	0.0225	0.0001	0.00095	0.00003	0.282605	0.00027	-5.9	0.282599	1.2	914
20	1-2_1	299	0.0140	0.0002	0.00044	0.00017	0.282967	0.000170	6.9	0.282965	13.4	393
21	1-2_4	355	0.0244	0.0004	0.00075	0.00009	0.282758	0.00093	-0.5	0.282753	7.1	692
22	1-2_5	349	0.0268	0.0003	0.00084	0.00021	0.282558	0.00205	-7.6	0.282552	0.4	951
23	3-5_1	320	0.0172	0.0003	0.00056	0.00010	0.282682	0.00099	-3.2	0.282678	3.7	797
24	3-6_1	308	0.0640	0.0009	0.00195	0.00012	0.282772	0.000116	0.0	0.282761	6.8	677
25	3-7_3	311	0.0566	0.0022	0.00174	0.00014	0.282606	0.00143	-5.9	0.282596	0.6	929
26	3-7_4	320	0.0615	0.0008	0.00176	0.00012	0.282895	0.000124	4.4	0.282884	11.0	514
27	4-1_2	366	0.0442	0.0002	0.00128	0.00009	0.282741	0.00090	-1.1	0.282732	6.6	727
28	4-4_1	340	0.0302	0.0004	0.00095	0.00007	0.282620	0.00072	-5.4	0.282614	1.9	893
29	4-4_2	338	0.0209	0.0008	0.00069	0.00008	0.282748	0.00083	-0.9	0.282743	6.4	707
30	5-7_1	443	0.0352	0.0006	0.00106	0.00018	0.282629	0.000176	-5.0	0.282620	4.4	875

Примечания. $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$ – первичное отношение изотопов гафния, рассчитанное на возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (млн лет) с использованием константы распада ^{176}Lu $\lambda=1.867\cdot 10^{-11}$ [Sherer et al., 2001]. EHf_t – параметр эпсилон, рассчитанный с использованием значений для CHUR $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.0332$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.282772$ [Blichert-Toft, Albarede, 1997]. T_{DM} – модельный возраст источника, рассчитанный с учетом выплавки магмы из деплезированной мантии с использованием $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.28325$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.0384$ [Chauvel, Blichert-Toft, 2001].

Note. $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$ – primary ratio of Hf isotopes calculated to the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age (Ma), using the decay constant ^{176}Lu $\lambda=1.867\cdot 10^{-11}$ [Sherer et al., 2001]. EHf_t – epsilon parameter calculated using values for CHUR $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.0332$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.282772$ [Blichert-Toft, Albarede, 1997]. T_{DM} – model age of the source calculated taking into account the melting of magma from the depleted mantle, using $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.28325$ and $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.0384$ [Chauvel, Blichert-Toft, 2001].

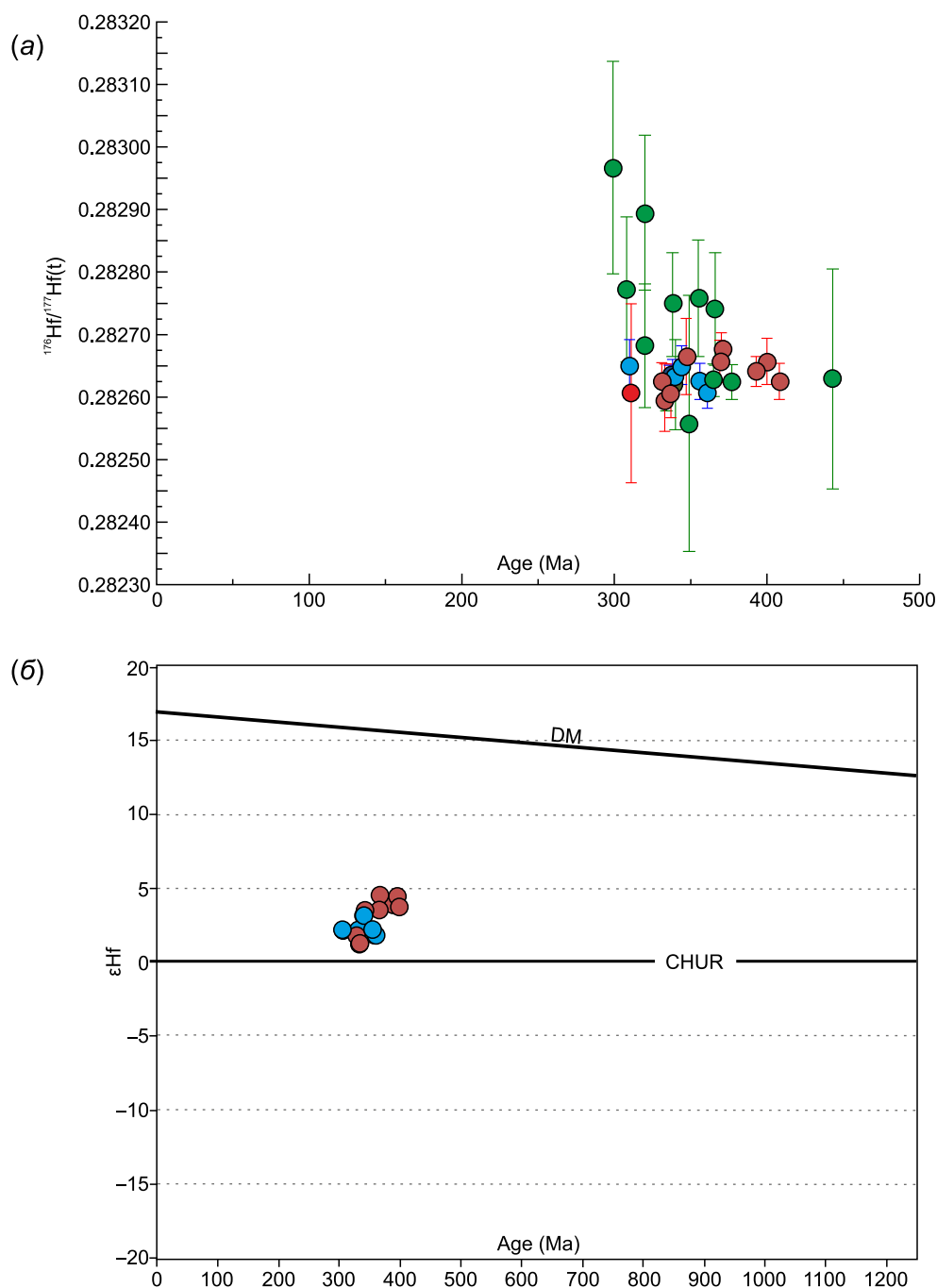


Рис. 6. Изотопный состав гафния в кристаллах циркона из высокомагнезиального диорита Челябинского массива: (а) – в участках различной степени изменения зерен циркона в координатах возраст, млн лет – $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t)$; (б) – для наиболее хорошо сохранившихся участков зерен циркона в координатах возраст, млн лет – $\epsilon\text{Hf}(t)$. Возраст каждой точки приведен по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Условные обозначения на рис. 4.

Fig. 6. The isotopic composition of Hf in zircon crystals in high-Mg diorite, Chelyabinsk massif: (a) – in the areas of varying degrees of alteration of the zircon grains in the coordinates Age (Ma) – $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t)$; (б) – for the best preserved areas of the zircon grains in the coordinates Age (Ma) – $\epsilon\text{Hf}(t)$. The age of each point corresponds to the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratio. See Fig. 4 for the legend.

Поскольку значимые изменения микроэлементного состава циркона из челябинского высокомагнезиального диорита обнаруживаются в областях зерен, характеризующихся низкими величинами Ce/Ce*-аномалии (меньшими 2), для обсуждения

вопроса о природе возможных источников расплава такие аналитические точки были исключены.

В остальных точках, сохранивших первичные магматическую структуру и состав или с незначительными их изменениями, изотопный состав гаф-

ния в пределах погрешности анализа не обнаруживает существенных отличий, и на диаграмме $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t)$ – возраст они образуют относительно компактную группу в интервале 0.28259–0.28267 (рис. 6, а), величина $\epsilon\text{Hf}(t)$ варьируется в пределах от +0.5 до +4.5, модельный возраст $T_{DM}=850\text{--}930$ млн лет соответствует верхнерифейскому времени, что значимо превышает возраст кристаллизации породы (~360 млн лет).

6. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Морфологические, онтогенетические особенности кристаллов циркона из высокомагнезиального диорита – повсеместное развитие первичных индукционных поверхностей, тесные сростания с породообразующими минералами (преимущественно кислым плагиоклазом), многочисленные их включения в зернах циркона – свидетельствуют о его образовании на самых поздних этапах кристаллизации расплава, в ограниченном пространстве, при существовании большого количества выделившихся ранее кристаллов других минералов. Такая последовательность кристаллизации минералов обычна для пород основного состава [Kostitsyn et al., 2015, и ссылки в ней]. Соответственно, такие позднемагматические или субсолидусные цирконы образуются при самых низких температурах, в силу сильной недосыщенности расплава цирконием на более ранних, высокотемпературных этапах кристаллизации [Hanchar, Watson, 2003].

Дополнительными косвенными аргументами в пользу этого вывода могут служить кристаллографическая огранка зерен циркона, характеризующаяся преимущественным развитием призмы (110) по сравнению с (100), что соответствует его кристаллизации в температурном интервале 650–700±50 °C [Pupin, 1980; Belousova et al., 2006], и его люминесцентные свойства. Слабая люминесценция в катодных лучах и неясно выраженная секториальная зональность изученных зерен циркона типична для низкотемпературного магматического циркона [Watson, Liang, 1995; Kirkland et al., 2015].

Приближенная оценка температуры насыщения Zr материнского для изученных образцов циркона высокомагнезиального диоритового расплава немногим выше 600 °C (рис. 7) и практически совпадает с расчетом возможной температуры кристаллизации циркона по концентрациям Ti в наименее измененных областях кристаллов, где содержание Ti составляет первые г/т (см. табл. 1), – 615–670 °C [Watson et al., 2006]. С учетом того, что система не насыщена титаном, эти значения могут рассматриваться как минимально возможные величины температуры кристаллизации циркона в высокомагне-

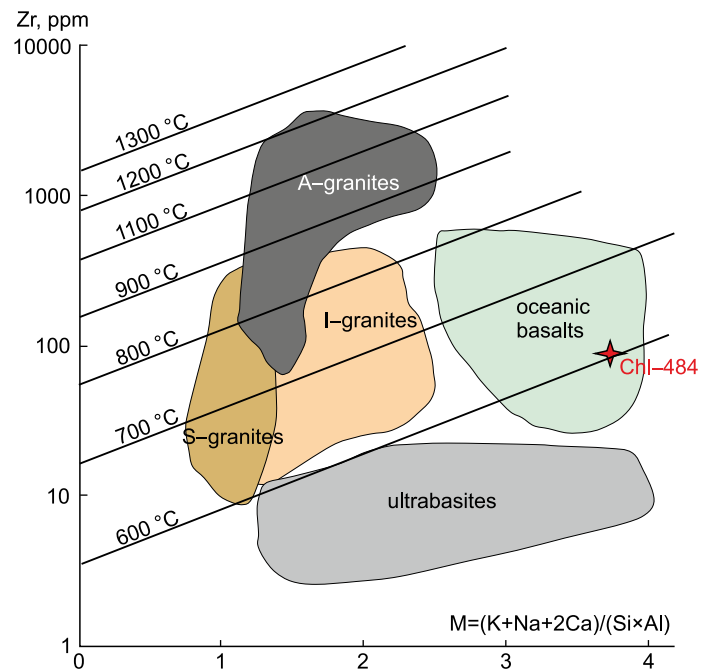


Рис. 7. Концентрации насыщения цирконием расплавов разного состава (параметр М) и генезиса при различных температурах по [Kostitsin et al., 2015], экспериментальные данные – по [Hanchar, Watson, 2003]. Красный крестик – высокомагнезиальный диорит Челябинского массива.

Fig. 7. The zirconium saturation concentrations of the melts of different composition (parameter M) and origin at different temperatures (after [Kostitsin et al., 2015]). Experimental data after [Hanchar, Watson, 2003]. Red cross – high-Mg diorite of the Chelyabinsk massif.

зиальном диорите из самых последних порций остаточного расплава.

Микроэлементный состав изученных зерен циркона также соответствует позднемагматическим низкотемпературным разностям: распределение РЗЭ в них обусловлено кристаллохимическими закономерностями и типично для циркона магматического происхождения [Hoskin, 2005]. Слабая интенсивность европейской аномалии в изученном цирконе может быть объяснена высокой меланократовостью породы, низким содержанием в ней «конкурирующего» концентратора Eu^{+2} – плагиоклаза, кристаллизующегося одновременно с цирконом. Высокие концентрации в цирконе U (~5000 г/т) и Th (~5500 г/т), на три порядка превышающие эту величину во вмещающем диорите (2 и 6 г/т соответственно), отвечают образованию циркона из последних порций остаточного расплава в процессе фракционной кристаллизации [Kirkland et al., 2015].

Нарушения структуры и состава циркона, фиксируемые в Cl-изображениях, повышенных концен-

трациях ЛРЗЭ, Ti и ряда других «неформульных» элементов, связаны с флюидным воздействием, «гидротермальными» изменениями циркона [Hoskin, 2005]. Эти преобразования, наряду с замещением первичных силикатных минералов низкоглиноземистым амфиболом, происходят на постмагматическом этапе и связаны с высокой флюидонасыщенностью системы [Pribavkin et al., 2019]. Проявлены они только в пределах дайки высокомагнезиального диорита и отсутствуют во вмещающей дайку гранодиорите. В цирконе высокомагнезиального диорита они приводят к существенным нарушениям U-Pb и Lu-Hf изотопных систем.

Из двух возрастных кластеров, определенных конкордантными в пределах аналитической ошибки точками – 362 ± 2 млн лет и 336 ± 2 млн лет, первый – 362 ± 2 млн лет – точно совпадает с U-Pb возрастом гранодиорита 361 ± 4 млн лет, в котором высокомагнезиальный диорит слагает синплутоническую дайку. Точки, образующие этот кластер, расположены в неизмененных или измененных в незначительной степени участках циркона. Этот возраст мы считаем возрастом кристаллизации породы. Возраст, определенный вторым кластером, не совпадает ни с одной датировкой более молодых пород Челябинского массива. По имеющимся на сегодня данным, он не фиксируется U-Pb изотопной системой в цирконе ни из вмещающей дайку гранодиорита, ни в какой-либо другой породе слагающих Челябинский массив интрузивных комплексов [Fershtater et al., 2004; Kallistov, 2014; Kallistov, Osipova, 2017]. Соответственно, значение возраста, определяемое этим кластером, не представляется возможным связать с каким-либо тектонотермальным событием на этой территории.

Кластер образован точками, расположенными в участках циркона, претерпевших более сильные изменения, чем точки первого кластера, поэтому мы считаем определяемое вторым кластером значение возраста 336 ± 2 млн лет результатом частичного нарушения U-Pb изотопной системы – «сползания по конкордии», основным механизмом которого является перекристаллизация циркона с потерей свинца, в результате чего эти конкордантные значения не имеют геологического смысла [Berezhnaya, Levsky, 2015]. Значительными потерями свинца в большом количестве зерен циркона объясняется и расположение всех дискордантных точек ниже конкордии, а отсутствие «геологически значимого» варианта дискордии также может быть обусловлено тем, что эти потери связаны не с более молодым тектонотермальным событием, а с постмагматическими изменениями под воздействием остаточного флюида.

Циркон высокомагнезиальных диоритов содержит очень слаборадиоогенный гафний – величина $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ не превышает +4.5 (см. рис. 6, б), что обычно связывается с источниками смешанного, «гибридного» состава, образованного в результате взаимодействия ювенильного и корового материала [Vervoort, Kemp, 2016, и ссылки в ней]. Независимым дополнительным свидетельством участия в источнике магмообразования корового материала является микроэлементный состав циркона: на дискриминационных диаграммах U/Yb – Y и U/Yb – Hf [Grimes et al., 2007] точки составов циркона располагаются в поле производных континентальной коры (рис. 8). Верхнерифейский вычисленный Hf-модельный возраст, значительно более древний по отношению к позднедевонскому времени кристаллизации породы, может быть объяснен уча-

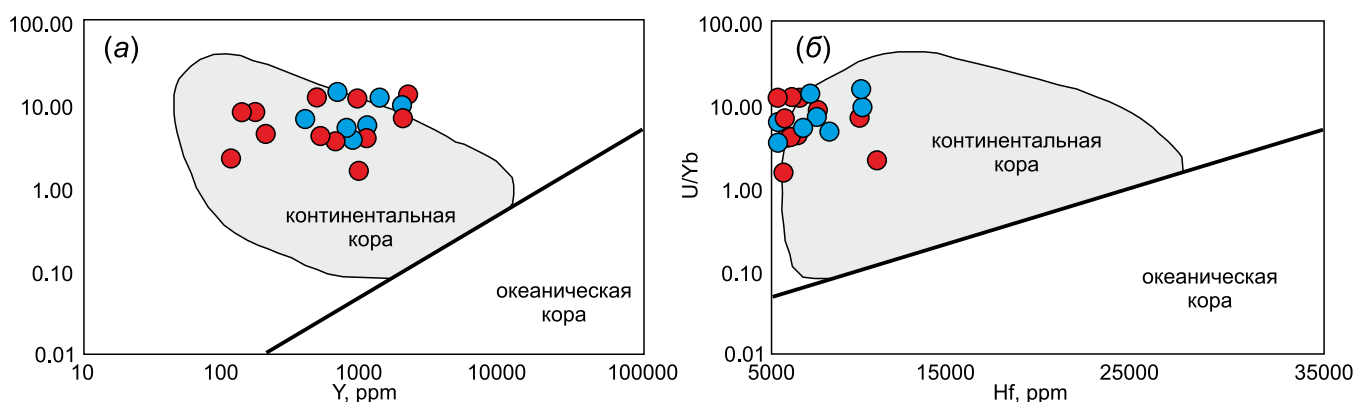


Рис. 8. Диаграммы Y – U/Yb и Hf – U/Yb для циркона из высокомагнезиального диорита Челябинского массива. Поля приведены по [Grimes et al., 2007]. Условные обозначения на рис. 4.

Fig. 8. Y – U/Yb and Hf – U/Yb diagrams for zircon in high-Mg diorite, Chelyabinsk massif. Fields after [Grimes et al., 2007]. See Fig. 4 for the legend.

ствием в источнике магмогенерации материала коры либо в результате смешения в зоне субдукции деплетированного мантийного вещества с погруженными океаническими осадками, либо в результате его преобразования под воздействием коровых выплавов или флюидов. Первому предположению противоречит необходимость «привлечения» в источник терригенного материала, образованного за счет пород очень древнего возраста, не выявленных пока на востоке Урала. В любом случае, «Hf-модельный возраст» не может рассматриваться как возраст реального геологического объекта или события [Vervoort, Kemp, 2016].

Изотопный состав гафния в цирконе из высокомагнезиального диорита Челябинского массива характеризуется очень небольшими вариациями (первые единицы величины $\varepsilon_{\text{Hf}(t)}$), что свидетельствует о его кристаллизации из высокоомогенной, однородной магмы [Vervoort, Kemp, 2016]. Поскольку магмы столь высокой магнезиальности могут генерироваться лишь в равновесии с оливином [Wood, Turner, 2009], по-видимому, в зоне субдукции такая магма могла представлять собой выплавку из перидотита мантийного клина, метасоматизированного коровыми расплавами или флюидами.

Важно отметить, что в подавляющем числе сходных по составу с челябинским высокомагнезиальным диоритом породах «санукитоидного» типа разного возраста, в разных геологических структурах мира, циркон представлен идиоморфными, с отчетливой осцилляционной зональностью кристаллами [Savko, Terentiev, 2017; Dong et al., 2018; Du et al., 2018; Zhang et al., 2018; и др.], образованными на раннемагматических этапах при более высоких температурах, что связано, по-видимому, с составом этих пород и ходом их кристаллизации.

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Andersen T., 2002. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ^{204}Pb . *Chemical Geology* 192 (1–2), 59–79. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00195-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00195-X).
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., 2006. Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: examples from Eastern Australian granitoids. *Journal of Petrology* 47 (2), 329–353. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi077>.
- Berezhnaya N.G., Levsky L.K., 2015. Local methods and anomalies of the uranium-lead system in zircons. In: Isotope dating of geological processes: new results, approaches and prospects. Proceedings of the VI Russian Conference on Isotope Geochronology (St. Petersburg, June 2–5, 2015). Springer, Saint Petersburg, p. 37–39 (in Russian) [Бережная Н.Г., Левский Л.К. Локальные методы и аномалии уран-свинцовой системы в цирконах // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы: Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии (2–5 июня 2015 г., г. Санкт-Петербург). СПб.: Springer, 2015. С. 37–39].
- Blichert-Toft J., Albarède F., 1997. The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth and Planetary Science Letters* 148 (1), 243–258. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00040-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00040-X).
- Burmakina G.N., Tsygankov A.A., 2013. Mafic microgranular enclaves in Late Paleozoic granitoids in the Burgasy quartz syenite massif, western Transbaikalia: composition and petrogenesis. *Petrology* 21 (3), 280–303. <https://doi.org/10.1134/S086959111303003X>.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании изучения особенностей строения и микроэлементного состава, U–Pb и Lu–Hf систем в цирконе из высокомагнезиального диорита Челябинского гранитоидного массива установлено, что циркон образовался на самых последних этапах фракционной кристаллизации расплава в субсолидных условиях при низких (600–700 °C) температурах, что отличает его от других высокомагнезиальных пород среднего состава. Внутренняя структура циркона и концентрации элементов-примесей локально в значительной степени изменены под воздействием флюида, что привело к частичному нарушению изотопных U–Pb и Lu–Hf систем. По наименее измененным областям в кристаллах циркона установлен возраст кристаллизации материнского высокомагнезиального диоритового расплава 362 ± 2 млн лет, совпадающий с геологическими данными. Изотопный состав Hf в цирконе и данные о содержаниях в нем микроэлементов позволяют связать образование высокомагнезиального диорита Челябинского гранитоидного массива с источником смешанной природы, сформированного с участием мантийного материала в субдукционной обстановке.

8. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны А.А. Краснобаеву, В.А. Попову и В.Н. Смирнову за продуктивное обсуждение материала. Работа выполнена в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (№ гос. рег. темы АААА-А18-118052590029-6) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-17-10283) и РФФИ (проект № 17-05-00618\17). Аналитические исследования выполнены в ЦКП УрО РАН «Геоаналитик».

- Castillo R.C., 2012. Adakite petrogenesis. *Lithos* 134–135, 304–316. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.09.013>.
- Chauvel C., Blichert-Toft J., 2001. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 190 (3–4), 137–151. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00379-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00379-X).
- Claiborne L.L., Miller C.F., Walker B.A., Wooden J.L., Mazdab F.K., Bea F., 2006. Tracking magmatic processes through Zr/Hf ratios in rocks and Hf and Ti zoning in zircons: an example from the Spirit Mountain batholith, Nevada. *Mineralogical Magazine* 70 (5), 517–543. <https://doi.org/10.1180/0026461067050348>.
- Dementieva G.I., 1964. Induction Faces on Crystals. Author's brief thesis (Candidate of Geology and Mineralogy). Leningrad State University, Leningrad, 24 p. (in Russian) [Деметьева Г.И. Индукционные грани на кристаллах: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ЛГУ, 1964. 24 с.].
- Dong G., Luo M., Mo X., Zhao Z., Dong L., Yu X., Wang X., Li X., Huang X., Liu Y., 2018. Petrogenesis and tectonic implications of Early Paleozoic granitoids in East Kunlun belt: Evidences from geochronology, geochemistry and isotopes. *Geoscience Frontiers* 9 (5), 1383–1397. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.03.003>.
- Du L., Long X., Yuan C., Zhang Y., Huang Z., Sun M., Xiao W., 2018. Petrogenesis of Late Paleozoic diorites and A-type granites in the central Eastern Tianshan, NW China: Response to post-collisional extension triggered by slab breakoff. *Lithos* 318–319, 47–59. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.08.006>.
- Fershtater G.B., Bea F., Montero M.P., Scarrow J., 2004. Hornblende gabbro in the Urals: types, geochemistry, and petrogenesis. *Geochemistry International* 42 (7), 610–629.
- Gagnevin D., Daly J.S., Kronz 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 (4), 579–596. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0443-0>.
- Geisler T., Pidgeon R.T., Kurtz R., Van Bronswijk W., Schleicher H., 2003. Experimental hydrothermal alteration of partially metamict zircon. *American Mineralogist* 88 (10), 1496–1513. <https://doi.org/10.2138/am-2003-1013>.
- Giovanardi T., Lugli F., 2017. The Hf-INATOR: A free data reduction spreadsheet for Lu/Hf isotope analysis. *Earth Science Informatics* 10 (4), 517–523. <https://doi.org/10.1007/s12145-017-0303-9>.
- Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghoj 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/g23603a.1>.
- Hanchar J.M., Watson E.B., 2003. Zircon saturation thermometry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53 (1), 89–112. <https://doi.org/10.2113/0530089>.
- 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>.
- Kallistov G.A., 2014. The duration and age stages of the formation of the Chelyabinsk granitoid batholith. In: Yearbook-2013. Proceedings of the IGG, UB RAS. Issue 161. Yekaterinburg, p. 343–349 (in Russian) [Каллистов Г.А. Длительность и возрастные этапы становления Челябинского гранитоидного батолита // Ежегодник-2013. Труды ИГГ УрО РАН. Вып. 161. Екатеринбург, 2014. С. 343–349].
- Kallistov G.A., Osipova T.A., 2017. Geology and geochemistry of synplutonic dykes in the Chelyabinsk granitoid massif, South Urals. *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (2), 331–345 (in Russian) [Каллистов Г.А., Осипова Т.А. Геология и геохимия синплутонических даек в Челябинском гранитоидном массиве (Южный Урал) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 331–345]. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-2-0244>.
- Kallistov G.A., Osipova T.A., 2018. Chromite as an indicator of the conditions of the crust-mantle interaction during the formation of high-magnesian melanodiorites of the Chelyabinsk massif (Southern Urals). In: Altaid and Uralide correlation: magmatism, metamorphism, stratigraphy, geochronology, geodynamics and metallogenic forecasting. Proceedings of the Fourth International Scientific Conference (Novosibirsk, 2–6 April 2018). Publishing House of the Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, p. 67–68 (in Russian) [Каллистов Г.А., Осипова Т.А. Хромит как индикатор условий корово-мантийного взаимодействия при формировании высокомагнезиальных меланодiorитов Челябинского массива (Южный Урал) // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование: Материалы Четвертой международной научной конференции (2–6 апреля 2018 г., г. Новосибирск). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2018. С. 67–68].
- Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., McDonald B., 2015. Zircon Th/U ratios in magmatic environs. *Lithos* 212–215, 397–414. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.021>.
- Kostitsyn Y.A., Belousova E.A., Silant'ev S.A., Bortnikov N.S., Anosova M.O., 2015. Modern problems of geochemical and U-Pb geochronological studies of zircon in oceanic rocks. *Geochemistry International* 53 (9), 759–785. <https://doi.org/10.1134/S0016702915090025>.
- Lenting C., Geisler T., Gerdes A., Kooijman E., Scherer E.E., Zeh A., 2010. The behavior of the Hf isotope system in radiation-damaged zircon during experimental hydrothermal alteration. *American Mineralogist* 95 (8–9), 1343–1348. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3521>.
- Litvinovsky B.A., Zanzvilevich A.N., Kalmanovich M.A., Shadaev M.G., 1992. Synplutonic basic intrusions during the early evolution of the Angara-Vitim batholith (Baikal Region). *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 33 (7), 70–81 (in Russian) [Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калмонович М.А., Шадаев М.Г. Синплутониче-

- ческие базитовые интрузии ранних стадий формирования Ангаро-Витимского батолита (Забайкалье) // *Геология и геофизика*. 1992. Т. 33. № 7. С. 70–81].
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D., 2005. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79 (1–2), 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.048>.
- Pitcher W.S., 1991. Synplutonic dykes and mafic enclaves. In: J. Didier, B. Barbarin (Eds.), *Enclaves and granite petrology*. Development in Petrology, vol. 13. Amsterdam, Elsevier, p. 389–391.
- Попов В.А., 2011. Practical Genetic Mineralogy. Ural Branch of RAS, Yekaterinburg, 167 p. (in Russian) [Попов В.А. Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 167 с.].
- Pribavkin S.V., Kallistov G.A., Osipova T.A., Gottman I.A., Zinkova E.A., 2019. Chromium distribution in the minerals of high-Mg rocks associated with granitoid massifs of the Urals. *Lithosphere* 19 (3) (in press) (in Russian) [Прибавкин С.В., Каллистов Г.А., Осипова Т.А., Готтман И.А., Зинькова Е.А. Распределение хрома в минералах высокомагнезиальных пород, ассоциированных с гранитоидными массивами Урала // *Литосфера*. 2019. Т. 19. № 3 (в печати)].
- Puchkov V.N., 2010. Geology of the Urals and Cis-Urals (Actual Problems of Stratigraphy, Tectonics, Geodynamics and Metallogeny). DesignPoligraphService, Ufa, 280 p. (in Russian) [Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.].
- Pupin J.P., 1980. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73 (3), 207–220. <https://doi.org/10.1007/BF00381441>.
- Qian Q., Hermann J., 2010. Formation of high-Mg diorites through assimilation of peridotite by monzodiorite magma at crustal depths. *Journal of Petrology* 51 (7), 1381–1416. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq023>.
- Savko K.A., Terentiev R.A., 2017. The geochronology of quartz diorites from Romanovsky pluton of Voronezh crystalline massif. *Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology* (2), 74–80 (in Russian) [Савко К.А., Терентьев Р.А. Геохронология кварцевых диоритов Романовского плутона Воронежского кристаллического массива // *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология*. 2017. № 2. С. 74–80].
- Scherer E., Münker C., Mezger K., 2001. Calibration of the lutetium–hafnium clock. *Science* 293 (5530), 683–687. <https://doi.org/10.1126/science.1061372>.
- Sklyarov E.V., Fedorovskii V.S., 2006. Magma mingling: tectonic and geodynamic implications. *Geotectonics* 40 (2), 120–134. <https://doi.org/10.1134/S001685210602004X>.
- Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 42, p. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Tatsumi Y., 2008. Making continental crust: the sanukitoid connection. *Chinese Science Bulletin* 53 (11), 1620–1633. <https://doi.org/10.1007/s11434-008-0185-9>.
- Taylor S.R., McLennan S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific, Oxford, 312 p.
- Thomas J.B., Bodnar R.J., Shimizu N., Sinha A.K., 2002. Determination of zircon/melt trace element partition coefficients from SIMS analysis of melt inclusions in zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66 (16), 2887–2901. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)00881-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)00881-5).
- Vervoort J.D., Blichert-Toft J., 1999. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63 (3–4), 533–556. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00274-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00274-9).
- Vervoort J.D., Kemp A.I., 2016. Clarifying the zircon Hf isotope record of crust–mantle evolution. *Chemical Geology* 425, 65–75. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.01.023>.
- Vladimirov V.G., 2019. The origin and formation mechanisms of magmatic mingling structures in combined gabbro–granite dykes. In: *Petrology of magmatic and metamorphic complexes*. Proceedings of the IX All-Russian Petrographic Conference with international participation. Issue 9. Publishing House of Tomsk TsNTI, Tomsk, p. 67–69 (in Russian) [Владимиров В.Г. Происхождение и механизмы формирования структур магматического минглинга в комбинированных габброгранитных дайках // *Петрология магматических и метаморфических комплексов*. Вып. 9. Материалы IX Всероссийской петрографической конференции с международным участием. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2017. С. 67–69].
- Wark D.A., Miller C.F., 1993. Accessory mineral behavior during differentiation of a granite suite: monazite, xenotime and zircon in the Sweetwater Wash pluton, southeastern California, USA. *Chemical Geology* 110 (1–3), 49–67. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90247-G](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90247-G).
- Watson E.B., Liang Y., 1995. A simple model for sector zoning in slowly grown crystals: Implications for growth rate and lattice diffusion, with emphasis on accessory minerals in crustal rocks. *American Mineralogist* 80 (11–12), 1179–1187. <https://doi.org/10.2138/am-1995-11-1209>.
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B., 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151 (4), 413–433. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5>.
- Wood B.J., Turner S.P., 2009. Origin of primitive high-Mg andesite: Constraints from natural examples and experiments. *Earth and Planetary Science Letters* 283 (1–4), 59–66. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.03.032>.

Zaitseva M.V., Pupyshov A.A., Shchapova J.V., Votyakov S.L., 2016. Dating of zircons using NexION 300S quadrupole mass spectrometer with inductively coupled plasma and NWR 213 attachment for laser ablation. *Analitika i Kontrol' (Analytics and Control)* 20 (4), 294–306 (in Russian) [Зайцева М.В., Пупышев А.А., Щапова Ю.В., Вотяков С.Л. U-Pb датирование цирконов с помощью квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой NexION 300S и приставки для лазерной абляции NWR 213 // *Аналитика и контроль*. 2016. Т. 20. № 4. С. 294–306]. <https://doi.org/10.15826/analitika.2016.20.4.006>.

Zaitseva M.V., Votyakov S.L., 2017. To the method of determining the U-Pb age and analysis of the Lu-Hf isotope system of zircon by the method of LA-ICP-MS. In: Yearbook-2016. Proceedings of the IGG, UB RAS. Issue 164. Yekaterinburg, p. 284–289 (in Russian) [Зайцева М.В., Вотяков С.Л. К методике определения U-Pb-возраста и анализа Lu-Hf-изотопной системы циркона методом ЛА-ИСП-МС // *Ежегодник-2016. Труды ИГГ УрО РАН*. Вып. 164. Екатеринбург, 2017. С. 284–289].

Zhang J., Zhang H., Li L., 2018. Neoproterozoic tectonic transition in the South Qinling Belt: New constraints from geochemistry and zircon U-Pb-Hf isotopes of diorites from the Douling Complex. *Precambrian Research* 306, 112–128. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.12.043>.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ | INFORMATION ABOUT AUTHORS

Татьяна Алексеевна Осипова

канд. геол.-мин. наук, ученый секретарь

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

✉ e-mail: osipova@igg.uran.ru

Tatiana A. Osipova

Candidate of Geology and Mineralogy, Secretary for Scientific Affairs


A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS
15 Akademik Vonsovsky street, Yekaterinburg 620016, Russia

Геннадий Александрович Каллистов

канд. геол.-мин. наук, н.с.

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

e-mail: Kallistov@igg.uran.ru

 <https://orcid.org/0000-0001-7271-8079>

Gennady A. Kallistov

Candidate of Geology and Mineralogy, Researcher

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS
15 Akademik Vonsovsky street, Yekaterinburg 620016, Russia

Мария Владимировна Зайцева

м.н.с.

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

e-mail: zaitseva.mv1991@gmail.com

Maria V. Zaitseva

Junior Researcher

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS
15 Akademik Vonsovsky street, Yekaterinburg 620016, Russia