

УДК 551.2:552.321(470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-1-55-74

Новые данные по геохимии и изотопии цирконов из раннекембрийских гранитов Уфалейского блока (Средний Урал): шаг к корректировке геодинамических представлений

Г. Ю. Шардакова

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: shardakovagalina@mail.ru

Поступила в редакцию 02.06.2021 г., принята к печати 01.12.2021 г.

Объект исследований. Состав и изотопные параметры цирконов и вмещающих их гранитов битимского комплекса, локализованного в восточной части Уфалейского блока (Ср. Урал). **Методы.** Определение микроэлементного состава и изотопов Lu-Hf в цирконах производилось методом LA-ICP-MS (ЦКП “Геоаналитик”, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). **Результаты и выводы.** Облик и геохимические особенности главной популяции цирконов свидетельствуют об их магматическом генезисе и минимальных преобразованиях, что позволяет считать валидным венд-раннекембрийский (520.2 ± 9.1 млн лет) возраст гранитов. Более молодые цирконы (401–459 млн лет) по составу отличаются от более древних, были образованы при последующей тектонотермальной активности, возможно, под действием флюидной фазы. Изотопные параметры ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703389$, $\epsilon\text{Hf}(t)_{\text{cp}} = +6.3$) и ряд характеристических отношений для цирконов и гранитов указывают на то, что субстрат для выплавления пород был мантийно-коровым. Скорректированы геодинамические представления об обстановке формирования гранитов битимского комплекса: в венде–начале кембрия в данном секторе развивалась окраина трансформного типа, дивергентные движения на которой сопровождались разрывом сплошности коры и внедрением глубинного мантийного диапира; допускается также участие в магмогенерации вещества слэба. **Практическое применение.** Результаты могут применяться для целей геологического картирования и создания общей геодинамической картины зоны сочленения Уральского орогена с Восточно-Европейской платформой.

Ключевые слова: окраина континента, трансформные процессы, плюмзависимые серии, Уральский подвижный пояс, Восточно-Европейская платформа, граниты, цирконы, геохимия, геодинамика, субстрат

Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № АААА-А18-118052590029-6, с использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680

New data on the trace element composition and Lu-Hf isotopic system of zircons from the Early Cambrian granites of the Ufaley block (Middle Urals): a step to the correction of geodynamic concepts

Galina Yu. Shardakova

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: shardakovagalina@mail.ru

Received 02.06.2021, accepted 01.12.2021

Research subject. Composition and isotopic parameters of zircons and their host granites of the Bitim complex, localised in the eastern part of the Ufaley block (Middle Urals). **Materials and methods.** The determination of trace element composition and Lu-Hf isotope system in zircons was carried out by LA-ICP-MS (the “Geoanalitik” shared research facilities of the IGG UB RAS, Ekaterinburg). **Results and conclusions.** The images and geochemical features of the main zircon population from granites confirm their magmatic genesis and minimal alteration, which proves previously defined Vendian-Cambrian (520 ± 9 Ma) age for the granites. Younger zircons (401–459 Ma) differing in composition from the older ones,

Для цитирования: Шардакова Г.Ю. (2022) Новые данные по геохимии и изотопии цирконов из раннекембрийских гранитов Уфалейского блока (Средний Урал): шаг к корректировке геодинамических представлений. *Литосфера*, 22(1), 55–74. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-1-55-74>

For citation: Shardakova G.Yu. (2022) New data on the trace element composition and Lu-Hf isotopic system of zircons from the Early Cambrian granites of the Ufaley block (Middle Urals): a step to the correction of geodynamic concepts. *Lithosphere (Russia)*, 22(1), 55–74. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-1-55-74>

were formed during subsequent tectonic-thermal activity, possibly under the fluid action. The mixed mantle-crustal nature of substrate for the granite melting is indicated by specific isotopic parameters ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703389$, $\epsilon\text{Hf}(t)_{\text{aver}} = +6.3$) and a number of characteristic ratios for zircons and granites. The geodynamic concepts of the granite formation settings of the Bitim complex are corrected: in the Vendian–Early Cambrian, a transform-type margin has developed in this sector, the divergent movements on which have been accompanied by a break in the continuity of the crust and the intrusion of a deep mantle diapir; the participation of the slab substance in the magma generation might also be assumed. *Conclusions.* The results obtained can be used for the geological mapping and correction of a general geodynamic scheme for the junction zone between the Ural Mobile Belt and the East European platform.

Keywords: *continental margin, transform processes, plume-dependent series, Ural Mobile belt, East European platform, granites, zircons, geochemistry, geodynamics, substrate*

Funding information

The studies were carried out as part of the IGG UB RAS state assignment (state registration No. AAAA-A18-118052590029-6), using the “Geoanalitik” shared research facilities of the IGG UB RAS. The re-equipment and comprehensive development of the “Geoanalitik” shared research facilities of the IGG UB RAS is financially supported by the grant of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (agreement No. 075-15-2021-680)

Acknowledgements

The author expresses her deep gratitude to the Chief Researcher of IGG UB RAS V.V. Kholodnov and the untimely departed A.A. Krasnobaev for valuable advice when discussing the material; analysts M.V. Chervyakovskaya and V.S. Chervyakovskiy for the high-quality and timely determination of the microelement composition of zircons. We honour the memory of the remarkable geologists of the “Chelyabgeos’emka” JSC V.I. Petrov, E.A. Belgorodsky, and V.P. Saveliev. We express our sincere gratitude to B.A. Puzhakov, N.S. Kuznetsov, and A.V. Moiseev – the role of these bright scientists in shaping ideas about the structure of the eastern edge of the East European Plate is invaluable.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время большое внимание уделяется последовательности проявления геодинамических процессов, происходящих в зонах сочленения континентальных блоков, между которыми ранее существовали или завершают свое развитие океанические бассейны (Хаин, 2001; Abratis, Worner, 2001; Patche, Chase, 2002; Castillo et al. 2008; Calmus et al., 2011; Гребенников и др., 2013; и мн. др.). Зоны сочленения, как правило, имеют большую протяженность и на разных участках эволюционируют асинхронно. Приграничные части континентальных блоков могли развиваться в режимах пассивной или активной окраин, к ним приключались аккреционные террейны разного состава, возраста и генезиса, происходили процессы интенсивного магмообразования, метаморфизма и т. п., создавая, как правило, достаточно сложную картину. Благоприятным полигоном для изучения геодинамических обстановок таких гетерогенных секторов является зона сочленения Уральского подвижного пояса (УПП) с Восточно-Европейской платформой (ВЕП), имеющая большую протяженность, длительную историю развития и насыщенная разновозрастными магматическими породами (в частности, гранитоидами). В этой граничной области сосредоточен ряд блоков (антиклинорные структуры разного ранга), имеющих древнее основание

(доуралиды) – Ляпинский, Кваркушко-Каменногорский, Ишеримский, Уфалейский, Башкирский, Уралтауский, Эбетинский. Эволюция каждого из них имеет свои особенности, не всегда ясные с точки зрения геодинамики. Существуют различные гипотезы об их происхождении, исходной позиции и последующей миграции, но общая картина венд-кембрийских событий зоны сочленения УПП и ВЕП до сих пор находится в состоянии “пазла”.

Объектом данного исследования являются гранитоиды венд-кембрийского возраста, развитые в центральной и восточной частях Уфалейского блока (УБ). Они отнесены к битимскому комплексу (Шардакова, 2015) по аналогии со сходными породами северной части субмеридионально протяженного Уфалейского антиклинория (Гаврилова и др., 2007). Последняя, по мнению автора, могла развиваться автономно. Предмет изучения – изотопно-геохимические особенности гранитов битимского комплекса и цирконов из них. Цель работы – корректировка представлений о геодинамическом режиме и возрасте гранитообразования венд-кембрийского этапа развития УБ. Для ее достижения предполагалось решение следующих задач: исследование морфологии и состава цирконов из гранитов битимского комплекса и степени влияния на них метаморфизма и/или флюидного воздействия; заключение о валидности возрастных датировок; реконструкция состава субстрата (по

индикаторным отношениям ряда РЭ в цирконах и породах, Lu-Hf изотопным параметрам); сопоставление с имеющимися данными по цирконологии и петрологии вмещающих метаморфических толщ; геодинамические интерпретации на основе новых характеристических диаграмм. Результаты работы могут применяться для геологического картирования и палеогеодинамических реконструкций.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДУЕМЫХ ПОРОД И ЦИРКОНОВ ИЗ НИХ

Гранитоиды, являющиеся объектом изучения, расположены в восточной части УБ и входят в состав Никольского массива, который представляет собой группу сближенных тел сложной формы. В ходе геологической съемки и последующих работ (Шардакова, Савельев, 2010; Шардакова, 2015а, 2015б, 2016) породы этого полихронного образования подразделены на ряд комплексов: битимский (венд-кембрий), уфалейкинский (карбон), кизильский (пермь). Несколько сильно деформированных гранитоидных тел, образующих ксенолиты во всех указанных образованиях, отнесены (Гаврилова и др., 2007) к чувовскому комплексу (докембрий?), более распространенному в северной части Уфалейского антиклинория. Породы битимского комплекса занимают основную часть площади Никольского массива. Они вскрыты карьером (в 20 км к восток-юго-востоку от крайней восточной точки восточного берега Нижнеуфалейского пруда) на склоне возвышенности, а также серией канав. Гранитоиды секут апогаббровые амфиболиты, гранитогнейсы, мигматиты (PR), пересекаются дайками гранитов уфалейкинского (C₂) и кизильского (P) комплексов (Белковский, 2011; Шардакова, 2015а, 2016; и др.).

По минеральному и химическому составу породы битимского комплекса отвечают гранитам. Они характеризуются гнейсовидной, средне-крупнозернистой, порфировидной структурой, состоят из фенокристов микроклина (реже – олигоклаза) на фоне более мелкого базиса, представленного плагиоклазом, кварцем, мусковитом, биотитом (аннитом); аксессуарии – сфен, эпидот, циркон. Метаморфические минералы не фиксируются, наблюдается только легкий катаклаз, местами – бластез. Битимские граниты (БГ) относятся к известково-щелочному типу, умереннощелочному ряду, они являются среднекалиевыми, отвечают слабопералюминиевым разностям. Оцененные параметры их генерации: $P = 4-5$ кбар и $T > 630^\circ\text{C}$. Породы имеют довольно высокие содержания железа и титана, сумма РЗЭ = 70–160 г/т, La/Yb = 4–10, Eu/Eu* < 1, характерны отрицательные аномалии Nb, Ti, положительная – Th (относительно БСОХ). Петрогеохимические параметры БГ – промежуточные между таковыми для рифтогенных и орогенных образо-

ваний. Подробно петрография и особенности состава данных гранитов описаны в работах (Шардакова, 2015а, 2016; Шардакова, Червяковская, 2020; и др.).

БГ датированы несколькими методами: Ar-Ar (по биотиту) – 579 ± 7.1 млн лет, Rb-Sr – 533 ± 7 млн лет ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703389$), U-Pb (по цирконам) – 520.2 ± 9.1 млн лет (Червяковская, Шардакова, 2020).

Проба гранитов битимского комплекса, из которой выделялись цирконы (рис. 1) для изучения микроэлементного состава и Lu-Hf изотопии, отобрана из центральной части субвертикальной стенки карьера (в настоящее время он почти выработан). Химический состав породы следующий, мас. %: SiO₂ – 71.88, TiO₂ – 0.19, Al₂O₃ – 13.81, Fe₂O₃ – 1.79, FeO – 0.6, MnO – 0.05, MgO – 0.47, CaO – 1.25, Na₂O – 5.00, K₂O – 3.71, P₂O₅ – 0.08; Zr – 55 г/т. Размер зерен цирконов – 200–400 мкм (по удлинению).

Индивиды прозрачные или полупрозрачные, почти бесцветные или светло-розовато-коричневые; имеют призматический габитус с отношением длины к ширине от 1–2 до 1–3.5. Для них характерны грани призм (100), (110), бипирамид (101) и (211). Есть зерна со скругленными очертаниями или обломочного вида, подверженные дроблению или коррозии. На CL-изображениях иногда видны следы тонкой первичной зональности. Большая часть зерен имеет темную ядерную часть, изредка содержит светлые участки, возможно, это реликты цирконов субстрата. Почти во всех зернах присутствуют следы растворения и замещения ранних генераций новообразованными, формирующими оболочки, извилистые зоны “внедрения” или пятна. Многие зерна содержат скопления округлых пор, что может указывать на действие флюида или гидротермальные процессы (Geisler et al., 2003; Hoskin, 2005; Fu et al., 2009; Каулина, 2010; и др.). Иногда в участках, близких к каймам, фиксируются микровключения апатита и плагиоклаза. Первичные особенности внутреннего строения цирконов сильно нарушены тектонотермальными процессами, поэтому выделить генетические популяции без изучения состава не представляется возможным.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Цирконы (пр. ПС-28/78) выделялись из протолок по удельному весу в тяжелых жидкостях с последующей ручной разборкой под бинокляром. Затем минералы помещались в шайбы из эпоксидной смолы. Путем полировки шайб цирконы выводились на поверхность приблизительно на половину толщины зерна. Перед аналитической процедурой препараты очищались спиртом и азотной кислотой (3%).

Измерения производились в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург. Анализ микроэлементного состава цирконов проведен на

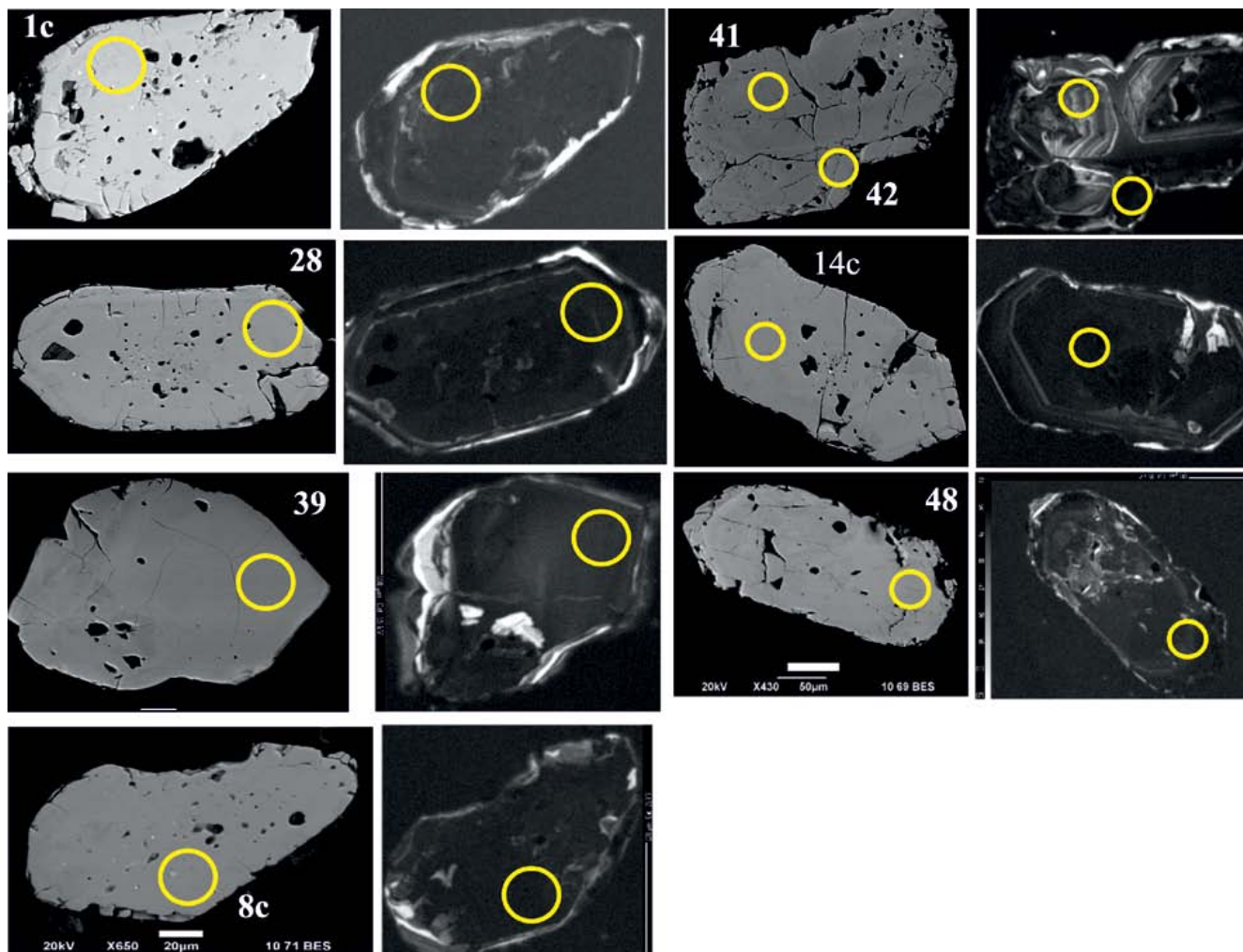


Рис. 1. Оптические (слева) и катодолуминесцентные (справа) изображения цирконов из гранитов битимского комплекса.

Цветными кружками показаны точки измерения состава. Номера кружков соответствуют номерам проб в табл. 1.

Fig. 1. Optical (left) and CL- (right) images of zircons from granites of the Bitim complex.

Colored circles show the points of composition measurement. The circle numbers correspond to the sample numbers in Table 1.

ICP-MS NexION 300S (PerkinElmer) с приставкой для лазерной абляции 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. Обработка результатов проводилась 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 NIST SRM 612), измеренное методом “взятия в вилку” через 10–12 измерений.

Анализ Lu-Hf-изотопной системы выполнялся на многоколлекторном масс-спектрометре ICP-MS Neptune Plus (Thermo Fisher Scientific) с приставкой

для лазерной абляции NWR 213. Диаметр кратера – 25 мкм, частота повторения импульсов – 20 Гц, плотность энергии – 10.5–11.5 Дж/см². В качестве первичного стандарта использовался циркон GJ-1, в качестве вторичных – цирконы 91500, Plesovice и Mud Tank; процедура велась методом “взятия в вилку” через 5 измерений. 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 в рамках данной измерительной сессии. Погрешность измерения (2σ) изотопного отношения ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf для стандартов циркона изменялась от 0.006 до 0.023%. Аналитики М.В. Червяковская и В.С. Червяковский.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Микроэлементы в гранитах БК

Содержания микроэлементов в цирконах БГ приведены в табл. 1. В ней в двух нижних строчках указаны величины U-Pb возраста и $\epsilon\text{Hf}(t)$, измеренные несколько ранее (Шардакова, Червяковская, 2020) в точках, максимально приближенных к тем, в которых определялись содержания микроэлементов. Заметим, что из-за особенностей данного метода (диаметр пучка 25 мкм) для ряда зерен в область замера, вероятно, попадали микровключения. Поэтому из таблицы исключен ряд элементов с “ураганными” содержаниями, указывающими на присутствие в ореоле постороннего минерала.

Считается, что важную генетическую информацию может дать анализ поведения U и Th в цирконах. Содержания их в цирконах БГ варьируют, г/т: U = 598–1931, Th = 274–876. Большая часть точек дает почти линейную прямую зависимость между концентрациями этих элементов, что указывает на единство происхождения популяции зерен. В единственной паре (в пределах одного зерна, т. 41, 42) от центра к краю отношения понижаются, а эволюция составов идет в сторону обогащения U. Минимальное содержание U фиксируется в т. 41 – это замер в периферической части тонкозернистого (светлые зоны) зерна, обрастающего более темной каймой. Возраст этого участка (401 млн лет) сильно омоложен относительно датировки самой породы (520 млн лет). Величины отношения Th/U для всей совокупности исследованных зерен лежат в интервале 0.36–0.59 (одно значение составляет 0.23) и четко не коррелируются с возрастом.

Другим индикаторным параметром может являться величина отношения Zr/Hf, которая, как правило, понижается по мере дифференцированности расплава. В нашем случае Zr/Hf изменяется от 29 до 43, при этом минимальное значение наблюдается в самом низкоурановом (почти самом “омоленном”) зерне (т. 41), к его кайме оно растет до 38, что не указывает на единый кристаллизационный процесс.

Содержания титана в цирконах позволяют характеризовать термический режим минералообразования (Watson, 1979; Watson et al., 2006; Ferry, Watson, 2007). В исследованных зернах они лежат в диапазоне от 11 до 213 г/т, что, по (Hoskin, 2005), может свидетельствовать о различии в степени изменения, структурной упорядоченности и/или генезисе цирконов (магматический или гидротермальный). О температурах формирования будет сказано ниже при обсуждении генезиса цирконов. Концентрации других HFSE в цирконах БГ изменчивы, г/т: Y – 1700–6600, Nb – 75–310, Ta – 17–100 (см. табл. 1).

Как правило, РЗЭ в породах и магматогенных минералах достаточно устойчивы к воздействию метаморфических и гидротермальных процессов. Для цирконов БГ их содержания таковы, г/т: сумма РЗЭ – 1323–4788, ЛРЗЭ – 54–257; величины ряда индикаторных отношений также варьируют в широких пределах (см. табл. 1). Нормированные по хондриту тренды распределения РЗЭ в цирконах БГ приведены на рис. 2. Цирконы, возраст которых отвечает возрасту породы (т. 39, 48), содержат менее всего ЛРЗЭ (особенно La); в них максимальны величины $(\text{Sm}/\text{La})_n$.

Lu-Hf изотопная система в цирконах из гранитов битимского комплекса

Lu-Hf изотопная система считается более устойчивой к гидротермальным процессам, чем Rb-Sr и Sm-Nd. Как показано выше, цирконы из БГ в разной степени изменены. Тем не менее максимально близко к кратерам замеров возраста можно выбрать наиболее однородные участки зерен, имеющие ровную темно-серую в CL-лучах окраску. В них был измерен изотопный состав Hf, полные результаты приведены в недавней работе (Шардакова, Червяковская, 2020). Во всех измеренных точках зафиксированы положительные величины $\epsilon\text{Hf}(t)$ (от +1.5 до +12.5), среднее значение составляет +6.3. Значения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ лежат в диапазоне 0.282533–0.282797. Двухстадийный модельный возраст T_{DM}^{C} (Chauvel, Blichert-Toft, 2001; Griffin et al., 2002), отражающий время пребывания в коре источника для выплавления БГ, лежит в диапазоне от 705 до 1416 млн лет (средний рифей–венд), превышая возраст кристаллизации породы.

ДИСКУССИЯ

О природе цирконов и валидности возраста кристаллизации пород

Анализ и обобщение литературных данных показывают, что для большинства магматических цирконов величина отношения Th/U составляет 0.3–0.7, более низкие значения (0.3–0.1) указывают на гидротермальное происхождение цирконов (Rubatto, 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; Fu et al., 2009; Zhong et al., 2018; и др.). Понятие “гидротермальные цирконы” довольно расплывчато и со времени опубликования первых работ по геохимии цирконов несколько трансформировалось. Наиболее современные данные показывают, что низкое значение Th/U-отношения часто указывает не на генезис, а на степень структурной упорядоченности, особенности состава цирконов и вмещающих пород. В цирконах различной природы (ранне-, поздне-, постмагматических, метаморфогенных) реально фиксируются очень широкие вариации содер-

Таблица 1. Содержание элементов-примесей и расчетные индикаторные параметры для цирконов из гранитов битимского комплекса, г/т**Table 1.** Content of trace elements and calculated indicator parameters for zircons from granites of the Bitim complex, ppm

Компонент	Номера проб							
	28	39	41	42	48	1С	8С	14С
Ca	10.41	0.5	0.5	0.5	4.56	0.5	0.5	0.5
Ti	42.12	13.3	40.15	22.71	11.35	213.37	105.7	83.17
Sr	1.79	0.5	0.5	0.5	0.93	2.46	1.17	7.24
Y	6395.54	5126.43	1785.79	3821.8	6680.86	2350.29	4460.01	4930.93
Nb	308.31	79.69	75.76	310.29	292.53	100.77	175.19	253.4
Ba	2.25	0.59	2.03	2.41	0.5	1.47	0.97	6.45
Hf	13 423.8	12 315.74	18 025.79	13 956.9	13 533	12 398.6	11 300.2	13 599.3
Th	876.58	613.77	274.84	790.52	847.64	344.5	788.18	597.65
U	1682.75	1040.15	598.64	1931.92	1805.27	1505.46	1398.51	1668.4
La	24.35	2.03	9.26	50.54	4.37	63.58	21.25	13.45
Ce	37.55	15.61	22.18	51.51	28.27	49.82	37.59	26.91
Pr	7.34	1.06	3.8	18.85	1.8	17.81	9.05	4.5
Nd	40.21	5.19	17.33	90.55	9	96.55	44.92	18.74
Sm	25.66	9.19	9.26	35.72	10.48	26.23	24.74	12.39
Eu	2.9	0.96	0.93	2.36	0.78	2.6	2.05	0.72
Gd	134.73	80.37	27.68	96.43	100.44	56.11	87.3	72.15
Tb	46.82	30.75	11.56	28.18	41.27	16.73	29.76	27.8
Dy	625.44	444.55	150.47	339.28	595.55	201.39	410.13	388.93
Ho	240.53	175.71	55.99	133.97	242.45	76.63	153.15	161.51
Er	1061.97	784.94	271.15	703.17	1071.98	396.05	714.29	783
Tm	222.64	168.01	58.64	155.14	229.63	97.68	156.46	166.15
Yb	1966	1493.33	573.04	1500.25	2039.49	1070.34	1465.88	1474.79
Lu	351.94	274.01	111.76	275.87	344.68	222.42	254.28	281.9
(REE)t	4788.08	3485.71	1323.05	3481.82	4720.19	2393.94	3410.85	3432.94
Th/U	0.52	0.59	0.46	0.41	0.47	0.23	0.56	0.36
Zr/Hf	41.83	43.52	29.78	38.26	40.38	41.16	39.68	39.72
(Sm/La)n	18.00	22.92	25.55	19.20	25.05	23.54	20.72	25.22
(Pr/Nd)n	1.67	7.21	1.59	1.12	3.81	0.66	1.85	1.46
Ce/Ce*	0.66	2.50	0.88	0.39	2.36	0.35	0.64	0.81
Eu/Eu*	0.15	0.11	0.18	0.12	0.07	0.21	0.14	0.07
T°C	—	773	—	—	757	—	—	—
²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U млн лет	447	504	401	447	534	442	374	504
εNd(t)	7.90	7.10	7.30	Н. о.	2.40	3.60	Н. о.	Н. о.

Примечание. Авторские номера точек соответствуют таковым в работе (Шардакова, Червяковская, 2020), где приведены данные по ²⁰⁶Pb/²³⁸U возрасту пород (табл. 1), величине εNd(t) (табл. 2). Температура рассчитана по (Watson et al., 2006; Ferry, Watson, 2007) для активности Ti = 1. Прочерк означает непригодность зерна для расчета температуры кристаллизации. Н. о. – не определялось.

Note. The author's numbers of points correspond to those in (Shardakova, Chervyakovskaya, 2020), where data on the ²⁰⁶Pb/²³⁸U age of rocks (Table 1) and the εNd (t) value (Table 2) are given. The temperature was calculated according to (Watson et al., 2006; Ferry, Watson, 2007) for the activity Ti = 1. A dash means the grain is unsuitable for calculating the crystallization temperature. Н. о. – not determined.

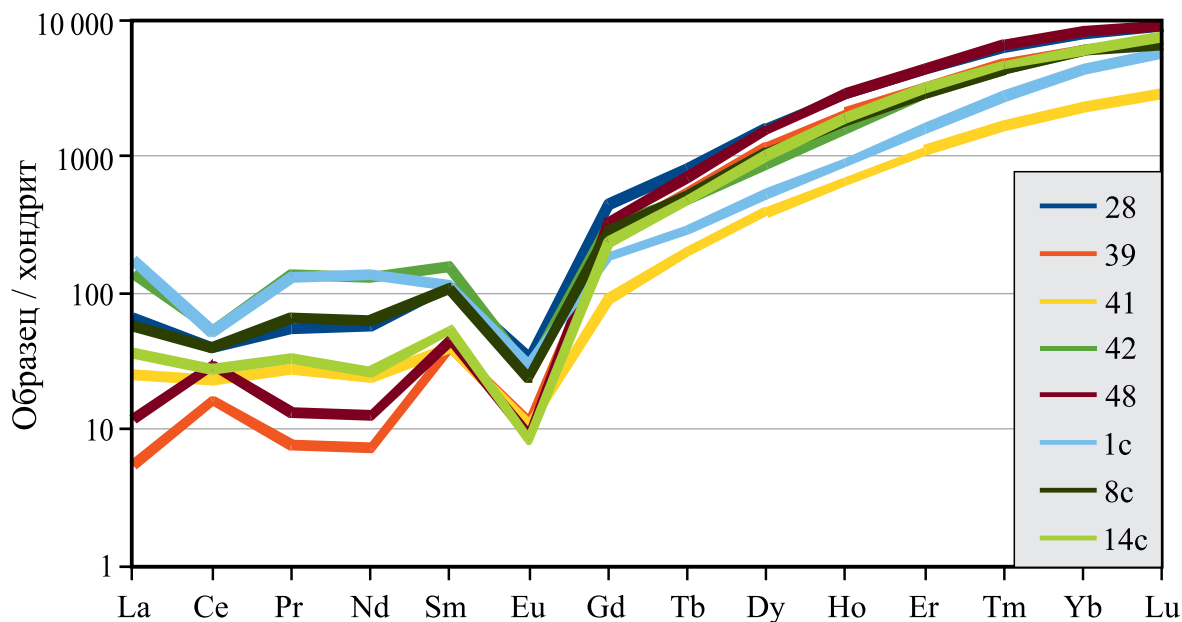


Рис. 2. Нормированные по хондриту (Sun, McDonoug, 1989) содержания РЗЭ в цирконах БГ.

Номера трендов соответствуют номерам проб в табл. 1.

Fig. 2. Chondrite-normalized (Sun, McDonoug, 1989) REE contents in BG zircons.

The trend numbers correspond of the samples numbers in the Table 1.

жаний U и Th (Pelleter et al., 2007; Каулина, 2010; Балашов, Скублов, 2011; Wang et al., 2013; и мн. др.).

В цирконах БГ величина Th/U-отношения составляет 0.36–0.59 (за единичным исключением – 0.23), однако облик и строение многих кристаллов указывают на сильные преобразования структуры и, вероятно, состава. Тем не менее ряд зерен (участков), безусловно, сохраняют первичные геохимические (и изотопные) характеристики. Для уточнения генезиса цирконов использованы известные диаграммы Хоскина (Hoskin, 2005; Fu et al., 2009). Отметим, что анализ массива современных литературных и авторских данных показывает, что область магматических составов (поле М) следовало бы “растянуть вниз”. На рис. 3 точки цирконов БГ образуют узкое поле, протягивающееся от области, близкой к полю М, к “промежуточным” составам и далее к “гидротермальным” (Н), частично попадая в область последних. К полю, указывающему на магматический генезис (минимальную степень изменений), тяготеют составы т. 39 (504 ± 10) и 48 (534 ± 12), имеющие возраст, отвечающий (с учетом погрешности, полные данные приведены в (Шардакова, Червяковская, 2020)) времени кристаллизации породы (520.2 ± 9.1 млн лет).

Отметим некоторые важные закономерности в поведении ряда элементов и отношений в цирконах БГ. Как правило, в цирконах из одной поро-

ды с ростом их структурной разупорядоченности и/или степени изменений, или эволюции состава постмагматической флюидной фазы возрастает содержание неформульных элементов (считая формульными Zr и SiO_2), падает значение отношения Ce/Ce^* , растут концентрации ЛРЗЭ, особенно показательным является поведение La. Его содержания увеличиваются, как правило, в поздних (или преобразованных) генерациях цирконов (Trail et al., 2012; Loucks et al., 2018; Балашов, Скублов, 2011; и др.). Синхронное изменение указанных параметров показано на рис. 4. Для La и Ce/Ce^* характерна практически линейная обратная зависимость. При этом отдельную позицию занимают именно магматогенные (т. 39, 48) зерна, что подтверждает их максимальную сохранность. Наибольшую степень изменений (или генерацию на поздней стадии эволюции флюида) демонстрируют т. 1c (пятнистый участок зерна, датировка 444 млн лет), 42 (440 млн лет, темная кайма, обрастающая субидиоморфное зерно с реликтовой (первичной?) зональностью в кайме (см. рис. 1)).

Позиция большей части цирконов с возрастом более молодым, чем время кристаллизации породы, близка к полю Н или лежит внутри него. Содержания микроэлементов, за исключением закономерного роста РЗЭ, в этих “молодых” зернах сильно варьируют. При этом позднематма-

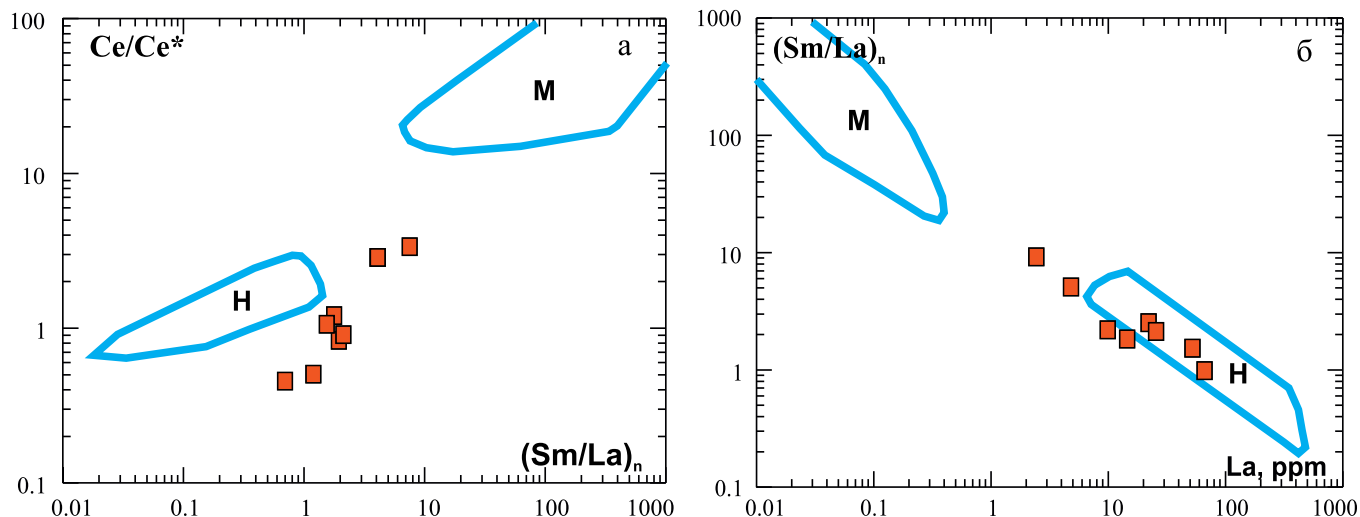


Рис. 3. Диаграммы Хоскина (Hoskin, 2005; Fu et al., 2009), определяющие генетические особенности цирконов.

Fig. 3. Genetic diagrams (Hoskin, 2005; Fu et al., 2009) for zircons.

ческий генезис (кристаллизацию из остаточного флюида) можно предполагать уверенно только для однородной по окраске широкой каймы т. 42, обрастающей идиоморфные зерна магматического облика (состав которых не определен, но возраст явно омоложен (см. (Шардакова, Червяковская, 2020)). По совокупности параметров к нему также близко зерно (кайма) 1с. В частности, в этих каймах фиксируются самые высокие содержания ЛРЗЭ и минимальные величины отношения Ce/Ce^* . Между тем почти линейная связь этих величин во всей совокупности молодых цирконов может свидетельствовать в пользу единства процесса, их формирующего, например эволюции состава поздне- или посттмагматического флюида.

Температуры, подсчитанные с учетом содержания Ti в цирконах БГ, реальны только для точек с минимальными содержаниями этого элемента (39, 48), составляя $750-770^\circ C$. В связи с неопределенностью парагенетических соотношений циркона с минералами титана активность последнего принята за единицу, т. е. расчетные величины являются минимально возможными. Они превышают температуры гранитного минимума и (наряду с другими признаками) характеризуют эти зерна как явно магматические. Независимый расчет температур насыщения расплава Zr , произведенный по составу пород (Hanchar, Watson, 2003; Kostitsyn et al., 2015), дает близкий интервал температур кристаллизации (Шардакова, Червяковская, 2020).

Таким образом, по совокупности особенностей химического состава цирконы с возрастом 504–534 млн лет действительно представляют собой минимально измененные разности, которые кристаллизовались из расплава в ходе генерации гранитов.

Это позволяет утверждать, что приводимая ранее конкордантная U-Pb датировка 520.2 ± 9.1 млн лет является возрастом породы, а не отражает этап метаморфических преобразований.

Уфалейский блок – фрагмент пояса доуралид, испытавший несколько активнейших тектонотермальных эпизодов (Белковский, 2011; Шардакова, 2016, Огородников и др., 2016). Поэтому многолетние попытки установить действительный древний возраст пород основания УБ большей частью безрезультатны. Предполагаемые ранее “машакские” (средний рифей) датировки для вмещающих БГ амфиболитов и гнейсов, близких по составу аналогичным породам Башкирского мегантиклинория, но часто превращенных в бластомилониты, не были получены. Отмечается (Краснобаев и др., 2010), что “дорифейский возраст Уфалейского блока вообще основывается на косвенных соображениях (особенности состава пород, однородный метаморфизм, соотношения с вмещающими комплексами и др.)”. Самая древняя из старых приводимых датировок – возраст иттрозидота из пегматитовой жилы, прорывающей слюдяные сланцы куртинского комплекса в районе пос. Слюдорудник ($^{207}Pb/^{206}Pb = 1470$ млн лет), не принадлежит породам центра УБ. Куртинская пластина, относимая к его восточной части, по нашему и многих других исследователей мнению (Краснобаев, Русин, 2010; Белковский, 2011; Пучков, 2010; и др.), – это сегмент, чужеродный по отношению к гнейсам и амфиболитам данного блока. Существуют Pb-Pb датировки в интервале 1100–900 млн лет (Нечеухин и др., 2000), которые даже авторы указанной работы не считают самыми древними. В ходе исследований постоянно модифицируется возрастная гисто-

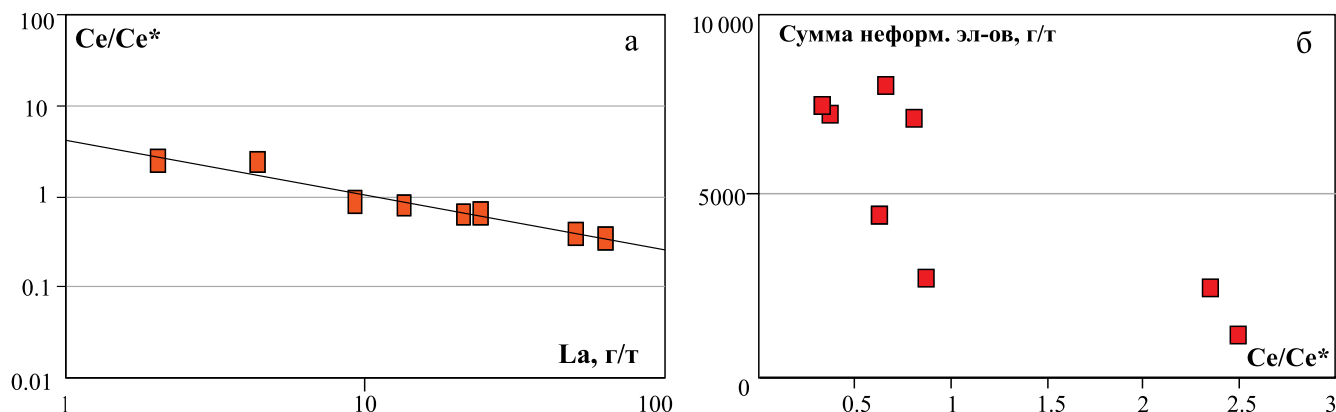


Рис. 4. Диаграмма соотношений La–Ce/Ce* (а), суммы неформальных элементов (включая РЗЭ) и величины аномалии церия (б) для цирконов БГ.

Fig. 4. Diagram of the La–Ce/Ce* ratios (а), the total content of non-modular elements (including REE) and the magnitude of the Ce-anomaly (б) for BG zircons.

грамма Кейльмана (Кейльман, 1974; Отчет..., 2009; Огородников и др., 2016; Шардакова, 2016; и др.), пополняется новыми разнородными датировками, среди которых нет докембрийских. В одной из последних статей А.А. Краснобаева с соавторами (2010), касающейся эволюции метаморфических пород “рамы” БГ, приведены конкордантные датировки млн лет: 511 ± 15 (амфиболит) и 472 ± 19 (гранитогайсы). Авторы отмечают следующее: “...эти возрастные рубежи соответствуют реальным процессам цирконообразования, ...которое происходило в относительно сухих, но высокobarических условиях, что не мешало росту кристаллов, но вызывало их хрупкое разрушение и коррозионную обработку поверхностей излома (сглаживание как способ снижения поверхностной энергии). Хрупкие деформации могли происходить в обстановке литосферного растяжения только в кристаллических, уже метаморфизованных породах, и это можно трактовать как косвенное свидетельство более древнего возраста протолита”.

Приводимые выше цифры (с учетом погрешностей) очень близки к возрасту БГ. Заманчиво было бы считать их результатом одного процесса, но в таком случае содержания элементов U–Th–Pb системы в обоих случаях должны быть хотя бы сопоставимы, чего не наблюдается: в цирконах БГ они совершенно другие, чем в метаморфогенных. Поэтому определенный нами возраст (520.2 ± 9.1 млн лет) можно считать временем образования БГ, а близкие цифры по вмещающим породам – датировкой очередного метаморфического эпизода, синхронного с гранитообразованием (венд)-кембрийского этапа. В неоднородном облике цирконов БГ, по мнению автора, отражено участие флюидной составляющей. “Стертость” древних датировок в

зернах, несущих в ядрах реликтовое вещество субстрата, тоже указывает на интенсивные и неоднородные преобразования в U–Pb изотопной системе. Многократно отмечено, что один из главных этапов метаморфизма в УБ (Кейльман, 1974; Коротев и др., 2009; Огородников и др., 2016; Шардакова, 2016) происходил в интервале 540–515 млн лет.

О составе субстрата

Пониженное первичное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.703389$ (Шардакова, 2016) для БГ указывает на значительную долю мантийного компонента в субстрате. Об этом же свидетельствуют параметры Lu–Hf системы. Среднее значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ составляет 0.5136144. Единичный циркон с возрастом, отвечающим времени кристаллизации породы, с максимальной величиной $\varepsilon\text{Hf}(t)$ (+12.5), приближается к деплетированному мантийному тренду. Отметим, что данное зерно сильно изменено, оно могло быть захвачено из вмещающих пород, и его возраст, вероятно, омоложен.

В целом по выборке величина $\varepsilon\text{Hf}(t)$ меняется от +1.5 до +12.5 (в среднем +6.3), указывая на смешанный источник расплава, участие в нем мантийного и корового компонентов. Колебания отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (Шардакова, Червяковская, 2020) в БГ также свидетельствуют в пользу неоднородного источника (Lenting et al., 2010).

Температуры кристаллизации гранитов, оцененные по насыщению расплава Zr (Hanchar, Watson, 2003; Kostitsyn et al., 2015), отвечают диапазону 650–720°C, точки лежат в поле I-гранитов и частично – A-гранитов (Шардакова, Червяковская, 2020), что также не противоречит смешанной природе источника.

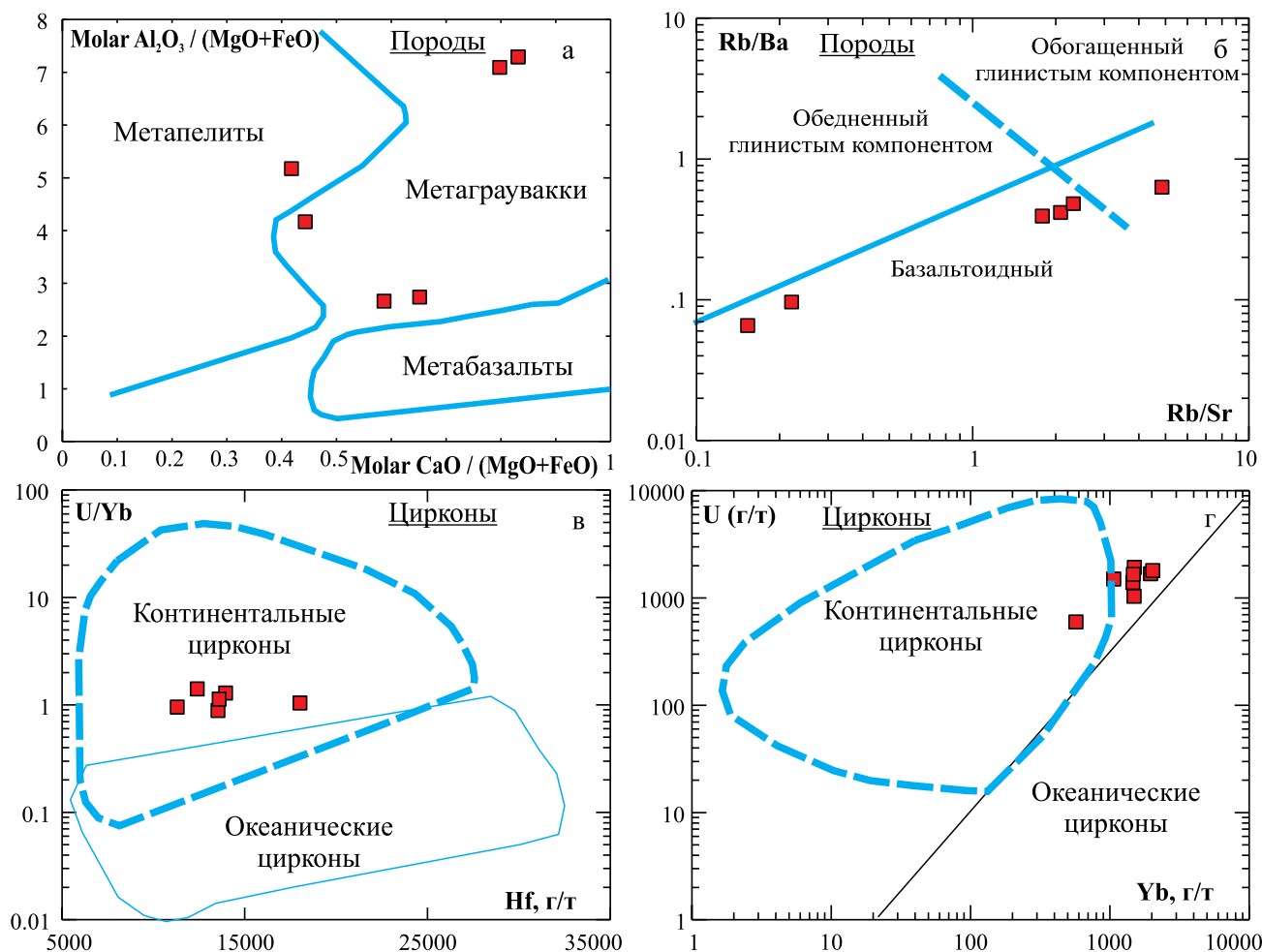


Рис. 5. Диаграммы, позволяющие определить состав субстрата для выплавления гранитоидов.

а, б – по параметрам состава пород (Altherr et al., 2000; Sylvester, 1998), в, г – по параметрам состава цирконов (Grimes et al., 2007).

Fig. 5. Diagrams that allow determining the composition of the substrate for the smelting of granitoids.

а, б – rock composition parameters (Altherr et al., 2000; Sylvester, 1998), в, г – zircon composition parameters (Grimes et al., 2007).

На диаграмме Rb/Ba–Rb/Sr точки БГ лежат в базальтоидном поле (рис. 5а), близ границы с “коровым” материалом. По расчетным отношениям $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO}) - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO})$ (Altherr et al., 2000), отражающим составы экспериментально полученных расплавов – производных различных субстратов, БГ большей частью попадают в поле грауваккового источника (вещество фундамента ВЕП?) (рис. 5б). Неоднозначность в индикаторных отношениях также свидетельствует в пользу неоднородности субстрата.

Дополнительную информацию можно получить на основе геохимии цирконов (рис. 5в, г). Точки их составов лежат в облаке “континентальных” цирконов (Grimes et al., 2007), близко к границе с “океаническими” разностями, т. е. важная роль вещества

коры в генезисе БГ очевидна. Hf-двухстадийный модельный возраст T_{DM}^{C} , отражающий время пребывания в коре источника для выплавления гранитов, отвечает интервалу 1416–1066 млн лет, указывая на присутствие древнего (сиалического) материала в субстрате.

Геодинамические заключения, роль плюмового фактора

В венде–начале кембрия на протяженной границе УПП с ВЕП тектонические движения происходили нестабильно и асинхронно. Кислые магматиты с возрастом 600–500 млн лет, распространенные на Северном и Приполярном Урале, по мнению разных авторов, связаны с существованием участ-

ков зоны субдукции, этапами тиманского орогенеза, коллапсом орогена (Кузнецов и др., 2005; Кузнецов, 2008; Удоратина и др., 2006; Хераскова и др., 2010; Пучков, 2010; Пыстин, Пыстина, 2010; и др.). Среди них выделены граниты I-, S- и A-типов. К A-гранитам Л.В. Махлаев (1996) и другие исследователи относят кислые члены контрастных габбро-гранитных и базальт-риолитовых серий (массивы Лемвинский, Тынаготский, Воргавожский, Мань-Хамбо, Кулемшорский, Народинский (сев. часть), Торгово-Кефталыкский, Кожымский и др.). Их главной фазой являются гранодиориты и граниты, нормальные или субщелочные; на геодинамических диаграммах точки этих пород тяготеют к полю внутриплитных гранитоидов. Отмечается, что внедрение A-гранитов (и ассоциирующих контрастных вулканитов) начиналось на фоне поздних этапов внедрения гранитоидов I-типа. Заметим, что термин “A-граниты” в настоящее время несколько расширен, пояснения даны ниже.

Интрузии I-типа, в которых развиты гранодиориты, граниты или лейкограниты (Вангырский, Лапчавожский, Малдинский, юг Народинского, Ильяизский, Малотынаготский, Ыджидлягский, Торрепорреизский массивы), входят в состав известково-щелочных непрерывно-дифференцированных габбро-диорит-гранодиорит-гранитных и базальт-андезит-риодацитовых серий; по комплексу признаков близки к надсубдукционным образованиям. Отдельные тела высокоглиноземистых лейкогранитов по минеральному составу и петрогеохимии отнесены к S-гранитам (Западно-Свободненский, Николайшорский, Хальмерьюсский, Базисный и др.) (Соболева и др., 2005).

Кислые магматиты венд-кембрийского возраста присутствуют в северной части Башкирского мегантиклинория, фрагментами – в зоне Уралтау (Рыкус и др., 2002; Самыгин и др., 2010). Большая часть их обладает “промежуточными” (между рифтогенными и орогенными) характеристиками; при этом изотопные метки сильно варьируют от чисто “коровых” (граниты ряда массивов Ляпинского антиклинория (Андреичев, 2010) и юрминского комплекса БМА (данные автора настоящей работы) до величин, указывающих на наличие в субстрате мантийного компонента (БГ). Между тем Lu-Hf изотопия по гранитам Приполярного Урала практически отсутствует, а имеющиеся высокие первичные отношения Sr, по мнению А.А. Соболевой с коллегами (устное сообщение), не отражают состав источника из-за интенсивности последующих преобразований.

В.Н. Пучковым отмечено, что “переходные” геохимические параметры и переменные изотопные метки могут возникать в случае влияния плюма (с разной глубиной генерации и/или внедрения) на процесс гранитообразования. Для диапира венд-кембрийского возраста им предложен термин

“маньхамбовский плюм”, активность которого, по мнению данного автора, проявлена и в более южных секторах зоны сочленения УПП с ВЕП.

Какие же движения имели место в это время в УБ, и “был ли плюм”?... Дальнейшие наши рассуждения исходят из гипотезы, что ко времени генерации БГ Уфалейский блок принадлежал к краевой части композитного континента, который в разных работах именуется по-разному, но Восточно-Европейский континент, по-видимому, также входил в его состав (Зоненшайн и др., 1990; Torsvik, Smethurst, 1999; Свяжина, Петров, 2011; и др.). У такого континента существовала протяженная окраина, хотя в литературе обсуждаются и другие варианты геодинамики данного периода (Кузнецов, 2008; Хераскова и др., 2010; Пучков, 2010; и мн. др.). Перечислим важные для дальнейших заключений черты БГ.

1. Геологическая позиция – “внутриплитная”, внедрены в восточной краевой части блока доуралид, испытавшего впоследствии несколько эпизодов тектонотермальной активности (Пучков, 2010; Огородников и др., 2016; Шардакова, 2016).

2. В блоке широко развиты разрывные нарушения (СЗ, СВ. и субмеридионального направлений) – свидетели разновозрастных тектонических движений (в том числе докембрийских?).

3. Главная фаза – граниты, известково-щелочные, пералюминиевые; субщелочного ряда; базитовые разности не фиксируются.

4. В породах присутствуют мусковит и аннит; в крайних дифференциатах (аплиты) изредка встречается гранат.

5. Позиции на диаграммах: граница полей WPG и VAG или WPG и SynCOLG (Pearce, 2008) (рис. 6а); поле FG (фракционированных гранитов) (Whalen et al., 1979) на границе с A-гранитами или в их поле (рис. 6б).

6. Y/Nb-отношение составляет (в среднем) около 1.2, что отвечает, по (Ебу, 1992), широкому набору геодинамических режимов, возникающих за счет базальтового источника континентальных окраин и островных дуг (IAB) или в результате частичного плавления коры.

7. $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ пород около 0.9.

8. Апатиты из БГ содержат много F (до 3.5%) при низком Cl (0.1%), что указывает на влияние “корового” флюида (Холоднов, Бушляков, 2002).

9. По составу и геохимическим особенностям БГ близки к одновозрастным плюмзависимым сериям Приполярного Урала.

По набору этих факторов БГ близки к A-гранитам в современной широкой интерпретации данного термина (Frost et al., 2001; C.D. Frost, B.R. Frost, 2011; Гребенников, 2014). Их позиция на новой диаграмме ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 5\text{Fe}_2\text{O}_3 - 5(\text{CaO} + \text{MgO})$ (мол. к-ва) (рис. 7а) (Гребенников, 2014) позволяет уточнить обстановку внедрения. Точки пород попадают

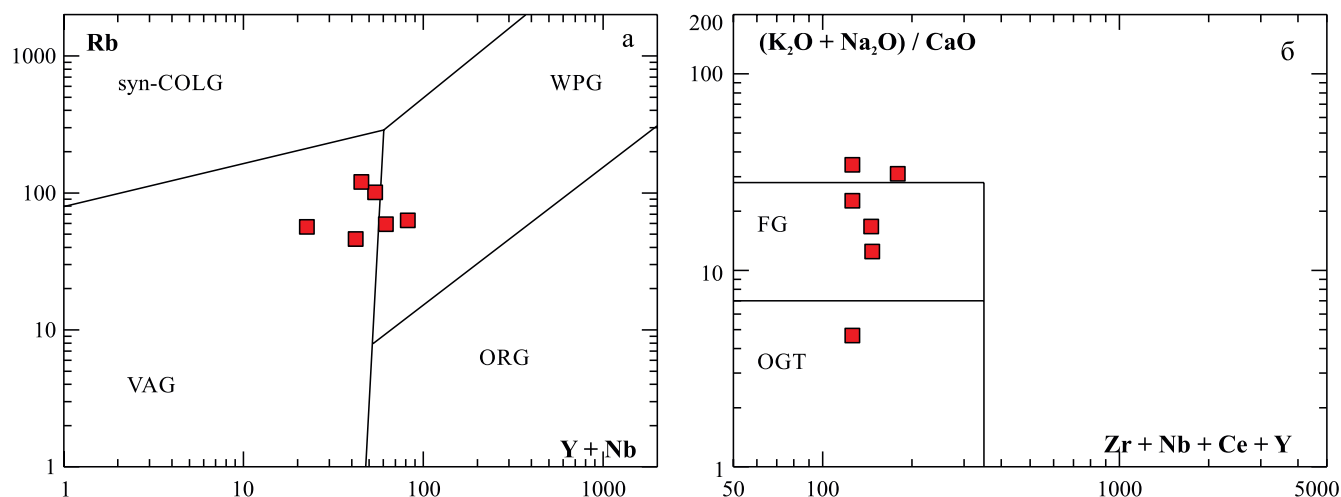


Рис. 6. Позиция гранитов битимского комплекса на диаграммах Пирса (Pearce, 2008) (а) и Вейлина (Whalen et al., 1979) (б).

Fig. 6. Position of granites of the Bitim complex on the diagrams of Pearce (Pearce, 2008) (a) and Whalen (Whalen et al., 1979) (б).

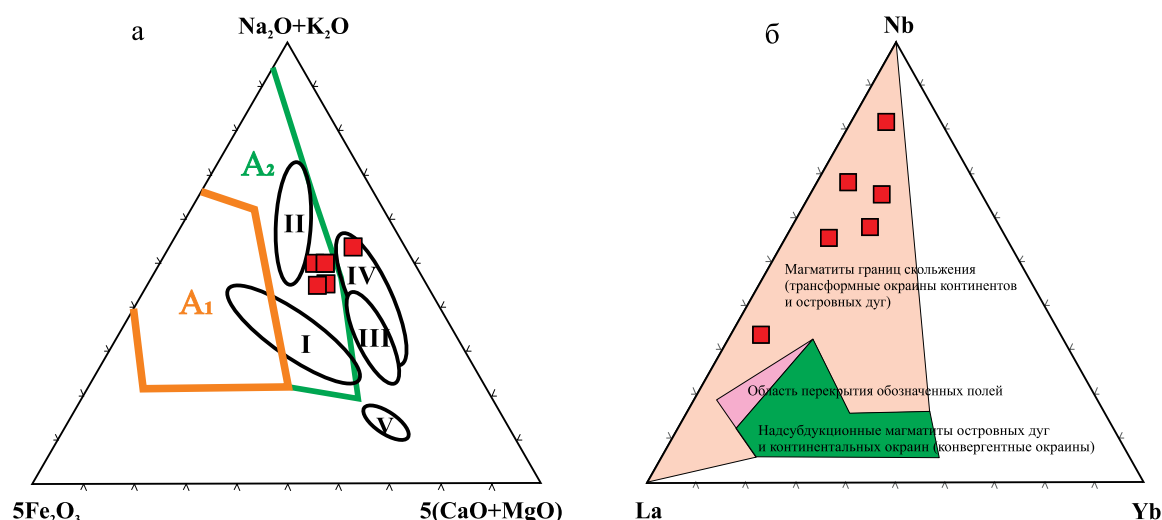


Рис. 7. Тройные петрогенетические диаграммы.

а – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – $5\text{Fe}_2\text{O}_3$ – $5(\text{CaO} + \text{MgO})$ (мол. кол-ва) для гранитов А-типа, по (Eby, 1992); б – соотношения La – Nb – Yb , для интерпретации геодинамических обстановок магматических пород окраин континентов различного типа (Гребенников, Ханчук, 2021).

Fig. 7. Triple petrogenetic diagrams.

а – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – $5\text{Fe}_2\text{O}_3$ – $5(\text{CaO} + \text{MgO})$ (mol.) for A-type granites, according to (Eby, 1992); б – La – Nb – Yb ratios, for the interpretation of geodynamic settings of igneous rocks of the margins of continents of various types (caption in the figure) (Grebennikov, Khanchuk, 2021).

в поле A_2 , характеризующее в самом общем случае магматические ассоциации локальных режимов растяжения в геодинамических условиях внутриконтинентальных и окраинно-континентального типов (одна точка – в поле активных окраин (IV) с вовлечением континентальной коры). Это подразу-

мевает их связь с растяжением и утонением континентальной коры вследствие постконвергентных процессов с частичным разрывом ее сплошности и последующим заполнением образовавшихся трещин глубинным мантийным материалом (плюм, мантийный диапир). При этом отношение I_{sr} в БГ

низкое, что для гранитов A_2 -типа не очень характерно. Есть ли тут противоречие?

Ясно, что на геохимии пород прежде всего отражается состав источника, зависящий от сложного сочетания характеристик коровых расплавов, основных (мантийных) магм и осадочного компонента. Поэтому необходим комплексный анализ данных по структурной позиции, возрасту, геохимии и изотопии пород, чтобы понять их происхождение и геодинамический режим формирования. В работе (Гребенников, 2014) отмечается, что состав гранитоидов A_2 -типа может быть обусловлен “дискретной проницаемостью литосферных плит мантийными расплавами, сопровождающейся существенно восстановленным характером флюидов, которые несут следы взаимодействия коровых магм с обогащенным материалом подлитосферной мантии...” Реально они имеют место в секторах (запад США, Дальний Восток России, Юго-Восточная Австралия и др.), где наблюдается «...глобальная смена геодинамической обстановки, когда ортогональное (встречное) движение плит у конвергентной границы (субдукция) может смениться на их сдвиговое перемещение относительно друг друга, что соответствует понятию “трансформная континентальная окраина”...» (Wilson, 1965; Гребенников, Ханчук, 2021). На относительно небольших глубинах в слэбе могут образоваться разрывы, проницаемые для мантийного вещества. Также граниты A_2 -типа могут внедряться на участках конвергентных границ плит, ориентированных под углом к направлению их сближения. Тогда наряду со сжатием будут иметь место сдвиговые движения; “...формируются оперяющие структуры растяжения, простирание которых совпадает с направлением перемещения плиты (СЗ Индии, Тянь-Шаня, Южной Гренландии, ЮЗ Сибирского кратона и др.)” (там же). Отметим, что в случае завершающих стадий конвергентных процессов (“внутриплитовая субдукция”, по (Аплонов, 2001)) слэб начинает погружаться в мантию, но еще не переходит в стадию “падения”, при этом при стечении ряда факторов (в т. ч. трансформных движений), он может разрываться, давая “slab window”.

Понятие о трансформных континентальных окраинах (ТО) в настоящее время эволюционирует, идет накопление данных о современных ТО и их палеоаналогах. Подробно примеры охарактеризованы в работах (Gorring, 2001; Castillo, 2008; Диденко, Ханчук, 2019; Гребенников и др., 2014; и др.). На основе анализа большого количества геохимических данных А.В. Гребенников и А.И. Ханчук (2021) предложили диаграмму, позволяющую “разделять магматические породы, образовавшиеся над зонами субдукции в островной дуге и окраине континента (связанных с конвергентными окраинами) от пород, образовавшихся в текто-

нической обстановке трансформных окраин вдоль континентов или островных дуг”. На ней (рис. 7б) точки БГ четко лежат в поле ТО, и это вполне укладывается в представления авторов.

Уфалейский блок насыщен разрывными нарушениями, что означает определенную проницаемость. Поэтому трансформные движения, которые, возможно, имели место в УБ в венде–кембрии под влиянием тиманской активизации (ее природу мы здесь не обсуждаем), миграции и вероятном повороте ВЕП, могли способствовать нарушению сплошности коры и внедрению мантийного диапира (плюма, по В.Н. Пучкову (2010, 2018)). Низкое первичное отношение Sr и высокие (положительные) величины эpsilon Hf и Nd могут, вероятно, указывать на глубинную, существенно не деплетированную природу такого вещества, влияющего на состав плюмзависимых гранитов. Трудно сказать, было ли это в условиях “слэб-виндоу” и принимало ли участие в генерации БГ, помимо плюмового, вещество оторванного слэба. Не имеется четких свидетельств в пользу существования в это время зоны субдукции, имеющей западное падение (в сторону ВЕП). Реконструкции данного рода существуют (Шенгер и др., 1994; Linnemann et al., 1998; Scarrow, 2001; и др.), однако не все они предусматривают полное сближение континентальных блоков и формирование единой протяженной окраины ВЕП в венде–кембрии. При этом, когда и куда мигрировал к ней УБ (или был ее частью?), не ясно. Но величины отношений изотопов Sr, Hf позволяют допустить участие в Уфалейском блоке вещества слэба.

Кроме того, особенности геохимии цирконов и пород, Hf-двухстадийный модельный возраст указывают и на важную роль сиалического материала в источнике. Отметим, что многие петрогенетические модели допускают происхождение А-гранитов только из вещества земной коры, однако экспериментальных доказательств существования выплавов, близких по составам к А-гранитам, получить не удалось (Bonin, 2007). Более того, самые новые изотопные данные для типичных А-гранитов, распространенных на Приполярном Урале, также свидетельствуют в пользу мантийно-коровой природы субстрата для их выплавления (Udoratina et al., 2021).

Есть еще один аргумент в пользу смешанного состава источника. В одной из последних статей на примере уральского материала нами вслед за Дж. Эби (Eby, 1992) показано, что ориентировочным показателем геодинамического типа источника (N-, E-MORB, OIB) может являться отношение Y/Nb в породах (Холоднов и др., 2021). В магматитах УПП и его ближайшего обрамления, сформированных на разных стадиях цикла Уилсона, величина Y/Nb варьирует от 0.2 до 7 (и более) (рис. 8). При этом плюмзависимые образования разного

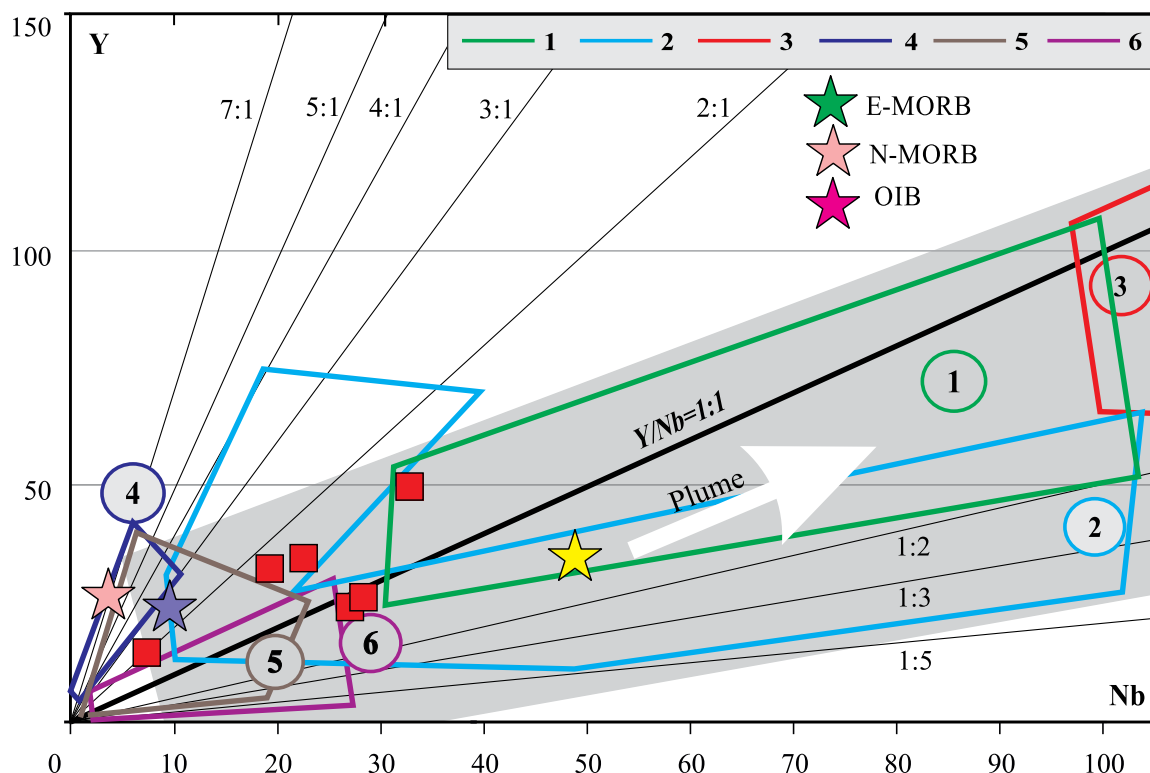


Рис. 8. Обобщенная диаграмма Y–Nb для главных геодинамических типов гранитоидов Урала (рифей–триас), по (Холоднов и др., 2021) с изменениями.

Серии: 1 – внутриплитные рифтогенные плюмзависимые серии, R_{2-3} (западный склон Урала, край ВЕП); 2 – плюмзависимые “тиманского” этапа, V-Є (Ишеримский, Ляпинский антиклинории и др.); 3 – субщелочные плюмзависимые, O_1 (там же); 4 – островодужные (O_3 - D_2); 5 – надсубдукционные окраинно-континентальные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного типа (D_3 - C_3), Средний Урал (Верхисетский, Шарташский, Каменский массивы и др.); 6 – коллизионные корово-анатектические гранитные, P_{1-2} (Джабыкский, Мурзинский, Адуйский массивы и др.). Серое поле объединяет главные плюмзависимые гранитоидные серии Урала. Средние составы разных мантийных источников показаны звездочками разного цвета, по (Sun, McDonough, 1989). Позиция гранитов БГ обозначена красными прямоугольниками.

Fig. 8. Generalized Y–Nb diagram for the main geodynamic types of Ural granitoids (Riphean–Triassic), modified after (Kholodnov et al., 2021).

Series: 1 – intraplate riftogenic plume-dependent series, R_{2-3} (western slope of the Urals, edge of the VEP); 2 – plume-dependent “Timan” stage, V-Є (Ishirimsky, Lyapinsky anticlinories, etc.); 3 – subalkaline plume-dependent, O_1 (there same); 4 – island-arc (O_3 - D_2); 5 – suprasubduction marginal-continental GTGG-type (D_3 - C_3), Middle Urals (Verkhisetsky, Shartashsky, Kamensky massifs, etc.); 6 – collisional crustal anatectic granite, P_{1-2} (Dzhabyksky, Murzinsky, Aduisky massifs, etc.). The gray field unites the main plume-dependent granitoid series of the Urals. The average compositions of different mantle sources are shown by asterisks of different colors, after (Sun, McDonough, 1989). The position of BG granites is indicated by red rectangles.

возраста характеризуются большим разбросом концентраций Y и Nb, указывая на один или несколько типов источника (OIB, E-MORB или оба). БГ попадают в общее поле плюмзависимых образований, и их позиция как раз промежуточная между этими “маркерами”, что также подтверждает неоднородность субстрата и роль плюмового фактора.

ВЫВОДЫ

Анализ геохимических особенностей цирконов из битимских гранитов показал наличие минимально измененных магматогенных разностей,

имеющих возраст 504–534 млн лет. В связи с этим полученные автором датировки 520.2 ± 9.1 млн лет (U–Pb), 533 ± 7 млн лет (Rb–Sr) следует считать валидными, т. е. возраст БГ отвечает верхам нижнего кембрия. В это время во вмещающих породах были также проявлены метаморфические (и флюидные) события, вероятно отражающие процессы тиманской активности, идущие в более северных частях зоны сочленения УПП и ВЕП. Они же послужили причиной омоложения предположительно древних ядер в цирконах УБ и изменения их состава.

Значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ в цирконах БГ (в среднем +6) согласуются с довольно низкой величиной первично-

го отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703389$, указывая на наличие мантийного компонента в источнике. Важная роль вещества древней континентальной коры подчеркивается Hf-модельными возрастами цирконов, параметрами характеристических геохимических отношений для цирконов и пород. Величина Y/Nb может служить косвенным признаком источника смешанного типа (OIB + E-MORB).

Породы битимского комплекса по совокупности признаков могут быть отнесены к А-гранитам. Согласно современным геодинамическим построениям, применяемым к гранитам такого типа, они могут принадлежать к магматическим ассоциациям локальных режимов растяжения в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов (поле A_2 , по (Гребенников, 2014); сериям трансформных окраин континентов (Гребенников, Ханчук, 2021).

Геологическая позиция, возраст, комплекс изотопно-геохимических признаков, особенности состава флюидной фазы, гетерогенный состав источника, сходство с плюмзависимыми сериями УПП и его обрамления указывают на участие мантийного диапира в формировании гранитов битимского комплекса.

Общую геодинамическую обстановку конца венда–начала кембрия в данном секторе можно охарактеризовать как режим трансформной окраины, на которой происходили дивергентные движения (возможно, по уже существующим трещинам), сопровождавшиеся разрывом сплошности коры и внедрением в ослабленную зону глубинного мантийного вещества. Изотопные метки пород допускают также участие в магмогенерации вещества фрагмента слэба.

Благодарности

Автор выражает глубокую признательность гл.н.с. ИГГ УрО РАН В.В. Холоднову и безвременно ушедшему А.А. Краснобаеву – за ценные советы при обсуждении материала; аналитикам М.В. Червяковской и В.С. Червяковскому – за качественное и своевременное выполнение определений микроэлементного состава цирконов. Мы чтим память замечательных геологов-съемщиков ОАО “Челябгеосъемка”: В.И. Петрова, Е.А. Белгородского, В.П. Савельева, выражаем искреннюю благодарность Б.А. Пужакову, Н.С. Кузнецову, А.В. Моисееву – роль этих ярких ученых в формировании представлений о строении восточного края ВЕП неопценима.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреичев В.Л. (2010) Эволюция фундамента Печорской плиты по изотопно-геохронологическим данным. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 47 с.
- Аплонцов С.В. (2001) Геодинамика: СПб.: Изд-во СПбГУ, 360 с.
- Балашов Ю.А., Скублов С.Г. (2011) Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов. *Геохимия*, **6**, 622-633. <https://doi.org/10.1134/S0016702911040033>
- Белковский А.И. (2011) Геология и минералогия кварцевых жил Кыштымского месторождения (Средний Урал). Миасс, Екатеринбург, ИМин УрО РАН, 234 с.
- Гаврилова С.П., Градовский И.Ф., Караулов В.Б., Малиутин С.А., Пресс Д.А., Соколовский А.К., Успенская Е.А. (2007) Позднепротерозойский магматизм Уфалейского антиклинория. *Изв. вузов. Геология и разведка*, **1**, 11-21.
- Гребенников А.В. (2014) Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики. *Геология и геофизика*, **55**(9), 1356-1373. <https://doi.org/10.1016/j.jgg.2014.08.003>
- Гребенников А.В., Попов В.К., Ханчук А.И. (2013) Опыт петрохимической типизации кислых вулканических пород различных геодинамических обстановок. *Тихоокеан. геология*, **32**(3), 68-73. <https://doi.org/10.1134/S1819714013030044>
- Гребенников А.В., Ханчук А.И. (2021) Геодинамика и магматизм трансформных окраин тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы. *Тихоокеан. геология*, **40**(1), 3-24. <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2021-40-1-3-24>
- Диденко А.Н., Ханчук А.И. (2019) Смена геодинамических обстановок в зоне перехода Тихий океан–Евразия в конце раннего мела. *Докл. АН*, **487**(4), 56-59. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524874405-408>
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Наталов Л.М. (1990) Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 2. М: Недра, 334 с.
- Каулина Т.В. (2010) Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты, Кольский НЦ РАН, 144 с.
- Кейльман Г.А. (1974) Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 200 с.
- Коротеев В.А., Огородников В.Н., Ронкин Ю.Л., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. (2009) Полигенность и полихронность пегматитов гнейсово-амфиболитовых комплексов как результат прерывисто-непрерывного развития шовных зон. *Докл. АН*, **429**(4), 513-518. DOI: 10.1134/S1028334X09090074
- Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Чередниченко Н.В., Давыдов В.А. (2010) Состав, цирконы и цирконовая геохронология метаморфитов уфалейского комплекса. *Ежегодник-2009*. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 273-279.
- Кузнецов Н.Б. (2008) Кембрийский ороген протоуралид-тиманид: структурные доказательства коллизии природы. *Докл. АН*, **423**(6), 774-779. <https://doi.org/10.1134/S1028334X08090122>
- Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. (2005) Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид-тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 100 с.
- Махлаев Л.В. (1996) Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия: Полярный и Приполярный Урал. Екатеринбург: УрО РАН, 149 с.
- Нечухин В.М., Краснобаев А.А., Соколов В.Б. (2000) Геохронология и структурное положение нижнего докембрия в Уральском аккреционно-складчатом обрамлении Русской плиты. *Общие вопросы расчленения докембрия*. Апатиты: КНЦ РАН, 201-203.
- Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Недосекова И.Л., Са-

- вичев А.Н. (2016) Гранитные пегматиты, карбонаты и гидротермалиты Уфалейского метаморфического комплекса. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 283 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пучков В.Н. (2018) Плюм-зависимый гранит-риолитовый магматизм. *Литосфера*, **5**, 692-705. DOI:10.24930/1681-9004-2018-18-5-692-705.
- Пыстин А.И., Пыстина Ю.А. (2010) Гранитоидные комплексы и геохронология процессов гранитообразования на Приполярном Урале. Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Мат-лы XI Всерос. петрограф. совещ. Т. 2. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 163-164.
- Рыкус М.В., Сначёв В.И., Насибуллин Р.А., Рыкус Н.Г., Савельев Д.Е. (2002) Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау. Уфа, 266 с. Отчет по объекту "Геологическая съемка ГДП-200 N-41-I (Кыштымская площадь)". (2009). Челябинск: Челябинскгеосъемка, ч. 1, 259 с.
- Самыгин С.Г., Белова А.А., Рязанцев А.В., Федотова А.А. (2010) Фрагменты вендской конвергентной окраины на Южном Урале. *Докл. АН*, **432** (5), 644-649.
- Свяжина И.А., Петров Г.А. (2011) Миграция террейнов Уральского подвижного пояса и палеозойские аккреционные события на уральской окраине Восточно-Европейского палеоконтинента. *Литосфера*, **6**, 3-13.
- Соболева А.А., Кузнецов Н.А., Удоратина О.В., Ларионов А.Н., Матуков Д.И., Пресняков С.Л. (2005) Возраст цирконов из гранитов ядра Хобеизского гранитоидного купола (Приполярный Урал). *Происхождение магматических пород: Матер. Междунар. петрограф. совещ.* Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 236-238.
- Удоратина О.В., Соболева А.А., Кузнецов Н.Б., Родионов Н.В., Пресняков С.Л. (2006) Возраст гранитоидов Маньхембского и Ильязского массивов (Северный Урал): U-Pb данные. *Докл. АН*, **406**(6), 810-815. DOI:10.1134/S1028334X06020309
- Хаин В.Е. (2001) Тектоника континентов и океанов. М.: Науч. мир, 606 с.
- Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. (2010) Распад Родинии и ранние стадии развития палеоазиатского океана. *Геотектоника*, **1**, 5-28. <https://doi.org/10.1134/S0016852110010024>
- Холоднов В.В., Бушляков И.Н. (2002) Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 391 с.
- Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Пучков В.Н., Петров Г.А., Шагалов Е.С., Салихов Д.Н., Коровко А.В., Прибавкин С.В., Рахимов И.Р., Бородин Н.С. (2021) Палеозойский гранитоидный магматизм Северного, Среднего и Южного Урала как отражение этапов геодинамической и геохимической эволюции коллизионного орогена. *Геодинамика и тектонофизика*, **12**(2), 225-245. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0527>
- Шардакова Г.Ю. (2015а) Состав минералов и условия формирования гранитоидов битимского комплекса (Никольский массив, Уфалейский блок). *Ежегодник-2014*. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 162, 144-147.
- Шардакова Г.Ю. (2015б) Новые данные о Rb-Sr возрасте гранитов Никольского массива (Уфалейский блок). *Литосфера*, **4**, 93-98.
- Шардакова Г.Ю. (2016) Гранитоиды Уфалейского блока: геодинамические обстановки, возраст, источники, проблемы. *Литосфера*, **4**, 133-137.
- Шардакова Г.Ю., Савельев В.П. (2010) Полихронные гранитоиды Никольского массива как отражение сложной геологической истории Уфалейского блока. *Ежегодник-2009*. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 157, 93-96.
- Шардакова Г.Ю., Червяковская М.В. (2020) Венд-кембрийские гранитоиды Уфалейского блока (Средний Урал): новые изотопные данные, состав субстрата, потенциальная рудоносность. *Изв. Уральского государственного горного университета*, **2**(58), 48-63. doi.org/10.21440/2307-2091-2020-2-48-63
- Шенгер А.М., Натальин Б.А., Буртман В.С. (1994) Тектоническая эволюция алтаид. *Геология и геофизика*, **35**(7-8), 41-58.
- Abratis M., Worner G. (2001) Ridge collision, slab-window formation, and the flux of Pacific asthenosphere into the Caribbean realm. *Geol.*, **29**(2), 127-130. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029%3C0127:RCSWFA%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029%3C0127:RCSWFA%3E2.0.CO;2)
- Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. (2000) High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, **50**, 51-73. [http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00052-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00052-3)
- Bonin B. (2007) A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, **97**, 1-29.
- Calmus T., Pallares C., Maury R.C., Aguilon-Robles A., Bellon H., Benoit M., Michaud F. (2011) Volcanic markers of the post-subduction evolution of Baja California and Sonora, Mexico: Slab tearing versus lithospheric rupture of the Gulf of California. *Pure Appl. Geophys.*, **168**, 1303-1330. <http://dx.doi.org/10.1007/s00024-010-0204-z>
- Castillo P.R. (2008) Origin of the adakite-high-Nb basalt association and its implications for postsubduction magmatism in Baja California, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **120**, 451-462. <http://dx.doi.org/10.1130/B26166.1>
- Chauvel C., Blichert-Toft J. (2001) A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **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)
- Eby G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geol.*, **20**, 641-644.
- Ferry J.M., Watson E.B. (2007) New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **154**, 429-437. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, **42**, 1771-1802. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Frost C.D., Frost B.R. (2011) On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. *J. Petrol.*, **52**, 39-53. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egq070>
- 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. *Chem. Geol.*, **259**, 131-142. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.10.035>

- Geisler T., Pidgeon R.T., Kurtz R., Van Bronswijk W., Schleicher H. (2003) Experimental hydrothermal alteration of partially metamict zircon. *Amer. Miner.*, **88**(10), 1496–1513. <https://doi.org/10.2138/am-2003-1013>
- Gorring M.L., Kay S.M. (2001) Mantle processes and sources of Neogene slab window magmas from southern Patagonia, Argentina. *J. Petrol.*, **42**, 1067–1094. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/42.6.1067>
- Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X.S., Zhou X.M. (2002) Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, **61**, 237–269. [doi:10.1016/S0024-4937\(02\)00082-8](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00082-8)
- Grimes C.B., Joh 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. *Geol.*, **35**, 643–646. <https://doi.org/10.1130/G23603A>
- Hanchar J.M., Watson E.B. (2003) Zircon saturation thermometry. *Rev. Mineral. Geochem.*, **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. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**, 637–648. <http://dx.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. *Geol.*, **28**, 627–630. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28%3C627:REECOZ%3E2.0.CO;2](http://dx.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. Zircon. *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 7–62. <http://dx.doi.org/10.2113/0530027>
- 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. *Geochem. Int.*, **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. *Amer. Miner.*, **95**(8–9), 1343–1348. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3521>
- Linnemann U., Gehmlich M., Tichomirova M., Bushmann B., Bombach K. (1998) Tectonostratigraphic Events of the Peri-Gondwanan Basement of the SaxoThuringian Composite Terrane (Central European Variscides) *Schr. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden.*, **1**(9), 159–161.
- Loucks R.R., Fiorentini M.L., Rohrlach B.D. (2018) Divergent T–fO₂ paths during crystallisation of H₂O-rich and H₂O-poor magmas as recorded by Ce and U in zircon, with implications for TitaniQ and TitaniZ geothermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **173**(12), 1–21. [doi:10.1007/s00410-018-1529-3](https://doi.org/10.1007/s00410-018-1529-3)
- Patchett P.J., Chase C.G. (2002) Role of transform continental margins in major crustal growth episodes. *Geol.*, **30**, 39–42
- Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, **100**(1), 14–48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Mouttaqi A., Anich M., Hakour 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). *Chem. Geol.*, **245**, 135–161. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.07.026>
- Rubatto D. (2002) Zircon Trace Element Geochemistry: Partitioning with Garnet and the Link between U-Pb Ages and Metamorphism. *Chem. Geol.*, **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)
- Scarrow J.H., Pease V., Fleutot C., Dushin V. (2001). The late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals, Russia: an extension of the Cadomian arc. *Precamb. Res.*, **110**, 255–275.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magma-tism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. Lond.*, **42**, 313–345.
- Sylvester P.J. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, **45**, 29–31.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A. (1999) Plate tectonic modelling: virtual reality with GMAP. *Comp. Geosci.*, **25**, 395–402.
- Trail D., Watson E.B., Tailby N.D. (2012) Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **97** (1), 70–87
- Udoratina O.V., Kulikova K.V., Shuyskii A.S., Soboleva A.A., Andreichev V.L., Golubeva I.I., Kapitanova V.A. (2021) Granitoid magmatism in the north of the Urals: U-Pb age, evolution, sources. *Geodynam. Tectonophys.*, **12**(2), 287–309.
- 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**. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.017>
- Watson E.B. (1979) Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **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. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **151**(4), 413–433. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5>
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. (1979) A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Geol. Soc. Amer. Abstract with Programs*, 539.
- Wilson J.T. (1965) A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, **207**, 343–347.
- 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>

REFERENCES

- Abratis M., Worner G. (2001) Ridge collision, slab-window formation, and the flux of Pacific asthenosphere into the Caribbean realm. *Geol.*, **29**(2), 127–130. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029%3C0127:RCSWFA%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029%3C0127:RCSWFA%3E2.0.CO;2)
- Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. (2000) High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, **50**, 51–73.

- [http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00052-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00052-3)
- Andreichev V.L. (2010) The evolution of the Pechora plate basement on the isotopic-geochronological data. Doct. Geol. and min. sci. diss. Ekaterinburg, 47 p. (In Russ.)
- Balashov Yu.A., Skublov S.G. (2011) Contrast of geochemistry of magmatic and secondary zircons. *Geokhimiya*, **6**, 622-633. (In Russ.) <https://doi.org/10.1134/S0016702911040033>
- Bonin B. (2007) A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, **97**, 1-29.
- Didenko A.N., Khanchuk A.I. (2019) Change in the Geodynamic Settings in The Pacific-Eurasia Transition Zone at the End of the Early Cretaceous. *Dokl. Earth Sci.*, **487**(2), 873-876. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524874405-408>
- Gavrilova S.P., Gradovskii I.F., Karaulov V.B., Malyutin S.A., Press D.A., Sokolovskii A.K., Uspenskaya E.A. (2007) Late Proterozoic Metamorphism of the Ufaley Anticlinorium (Middle Urals). *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geol. i Razvedka*, **1**, 11-21. (In Russ.)
- Grebennikov A.V., Popov V.K., Khanchuk A.I. (2013) Experience of petrochemical typification of acid volcanic rocks from different geodynamic settings. *Tikhookean. Geol.*, **7**(3), 212-216. (In Russ.) <https://doi.org/10.1134/S1819714013030044>
- Grebennikov A.V., Khanchuk A.I. (2021) Geodynamics and Magmatism of the Pacific-Type Transform Margins. Aspects and Discriminant Diagrams. *Tikhookean. Geol.*, **40**(1), 3-24. (In Russ.) <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2021-40-1-3-24>
- Calmus T., Pallares C., Maury R.C., Aguillon-Robles A., Bellon H., Benoit M., Michaud F. (2011) Volcanic markers of the post-subduction evolution of Baja California and Sonora, Mexico: Slab tearing versus lithospheric rupture of the Gulf of California. *Pure Appl. Geophys.*, **168**, 1303-1330. <http://dx.doi.org/10.1007/s00024-010-0204-z>
- Castillo P.R. (2008) Origin of the adakite-high-Nb basalt association and its implications for postsubduction magmatism in Baja California, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **120**, 451-462. <http://dx.doi.org/10.1130/B26166.1>
- Chauvel C., Blichert-Toft J. (2001) A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **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)
- Eby G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geol.*, **20**, 641-644.
- Ferry J.M., Watson E.B. (2007) New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **154**, 429-437. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, **42**, 1771-1802. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Frost C.D., Frost B.R. (2011) On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. *J. Petrol.*, **52**, 39-53. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egq070>
- 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. *Chem. Geol.*, **259**, 131-142. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.10.035>
- Geisler T., Pidgeon R.T., Kurtz R., Van Bronswijk W., Schleicher H. (2003) Experimental hydrothermal alteration of partially metamict zircon. *Amer. Miner.*, **88**(10), 1496-1513. <https://doi.org/10.2138/am-2003-1013>
- Gorring M.L., Kay S.M. (2001) Mantle processes and sources of Neogene slab window magmas from southern Patagonia, Argentina. *J. Petrol.*, **42**, 1067-1094. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/42.6.1067>
- Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X.S., Zhou X.M. (2002) Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, **61**, 237-269. [doi:10.1016/S0024-4937\(02\)00082-8](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00082-8)
- 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. *Geol.*, **35**, 643-646. <https://doi.org/10.1130/G23603A>
- Hanchar J.M., Watson E.B. (2003) Zircon saturation thermometry. *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**(1), 89-112. <https://doi.org/10.2113/0530089>
- Hain V.E. (2001) Tectonics of continents and oceans. Moscow, Nauchnyi mir Publ., 606 p. (In Russ.)
- Hoskin P.W.O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**, 637-648. <http://dx.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. *Geol.*, **28**, 627-630. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28%3C627:REECOZ%3E2.0.CO;2](http://dx.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. Zircon. *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 7-62. <http://dx.doi.org/10.2113/0530027>
- Kaulina T.V. (2010) Formation and transformation of zircon in polymetamorphic complexes. Apatity, 144 p. (In Russ.)
- Keil'man G.A. (1974) Migmatitic complexes of Mobile Belts. Moscow, Nedra Publ., 200 p. (In Russ.)
- Kheraskova T.N., Bush V.A., Didenko A.N., Samygin S.G. (2010) Breakup of Rodinia and Early Stages of Evolution of The Paleasian Ocean. *Geotectonics*, **44**(1), 3-24. <https://doi.org/10.1134/S0016852110010024>
- Kholodnov V.V., Bushlyakov I.N. (2002) Halogens in endogenic mineralization. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 391 p. (In Russ.)
- Kholodnov V.V., Shardakova G.Yu., Puchkov V.N., Petrov G.A., Shagalov E.S., Salikhov D.N., Korovko A.V., Pribavkin S.V., Rakhimov I.R., Borodina N.S. (2021) Paleozoic Granitoid Magmatism of the Urals: the Reflection of the Stages of the Geodynamic and Geochemical Evolution of a Collision Orogen. *Geodinamika i Tektonofiz.*, **12**(2), 222-245 (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0522>
- Koroteev V.A., Ogorodnikov V.N., Ronkin Yu.L., Sazonov V.N., Polenov Yu.A. (2002) Polychronity and polygeneity of pegmatites of gneissic-amphibolitic complexes as a result of continuous-discontinuous development of suture zones: example of the Ufalei metamorphic block in the Middle Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **429**(2), 1443-1446. <https://doi.org/10.1134/S1028334X09090074>
- Kostitsyn Y.A., Belousova E.A., Silant'ev S.A., Bortnik-

- ov N.S., Anosova M.O. (2015) Modern problems of geochemical and U-Pb geochronological studies of zircon in oceanic rocks. *Geochem. Int.*, **53**(9), 759-785. <https://doi.org/10.1134/S0016702915090025>
- Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Busharina S.V., Cherednichenko N.V., Davydov V.A. (2010) Composition, zircons and zircon geochronology of metamorphites of the Uphaley complex. *Ezhegodnik-2009. Proc. IGG UrO RAN*, v. 157. 273-279. (In Russ.)
- Kuznetsov N.B. (2008) *The Cambrian Pre-Uralide-Timaniide Orogen: Structural Evidence for Its Collisional Origin. Dokl. Earth Sci.*, **423**, 1383-1387. <https://doi.org/10.1134/S1028334X08090122>
- Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Gertseva M.V. (2005) Pre-Ordovisian Granitoids of the Timan-Ural region and the evolution of Protouraledes-Timanides. Syktyvkar, Geoprint Publ., 100 p. (In Russ.)
- 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. *Amer. Miner.*, **95**(8-9), 1343-1348. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3521>
- Linnemann U., Gehmlich M., Tichomirova M., Bushmann B., Bombach K. (1998) Tectonostratigraphic Events of the Peri-Gondwanan Basement of the SaxoThuringian Composite Terrane (Central European Variscides). *Schr. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden*, **1**(9), 159-161.
- Loucks R.R., Fiorentini M.L., Rohrlach B.D. (2018) Divergent T-fO₂ paths during crystallisation of H₂O-rich and H₂O-poor magmas as recorded by Ce and U in zircon, with implications for TitaniQ and TitaniZ geothermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **173**(12), 1-21. doi: jrg/00410-018-1529-3
- Makhlaev L.V. (1996) Granitoids of the north of Central Ural Raising: Polar and Polar Urals. Ekaterinburg, UrO RAN 149 p. (In Russ.)
- Necheukhin V.M., Krasnobaev A.A., Sokolov V.B. (2000) Geochronology and Structural Position of Lower Precambria in the Ural Accretionary Folding Framing of the Russian Plate. General issues of dismemberment of the Precambrian. Apatity, KSC RAS, 201-203. (In Russ.)
- Ogorodnikov V.N., Polenov Yu.A., Nedosekova I.L., Savichev A.N. (2016) Granite pegmatites carbonatites and hydrothermalites of the Uphaley metamorphic complex. Ekaterinburg, IGG UB RAS, UGU Publ., 283 p. (In Russ.)
- Patchett P.J., Chase C.G. (2002) Role of transform continental margins in major crustal growth episodes. *Geol.*, **30**, 39-42
- Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, **100**(1), 14-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Mouttaqi A., Anich M., Hakour 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). *Chem. Geol.*, **245**, 135-161. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.07.026>
- Puchkov V.N. (2010) A Geology of the Urals and the Cis-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2018) Plum-dependent granite-ryolite magmatism. *Lithosphere (Russia)*, **18**(5), 692-705. (In Russ.) DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-692-705
- Pystin A.I., Pystina Yu.A. (2010) Granitoid complexes and geochronology of granite formation processes on the Polar Urals. *Magmatism and metamorphism in the history of the Earth. Materials of the All-Russian Petrographic meeting. V. 2. Ekaterinburg, IGG UB RAS*, 163-164. (In Russ.)
- Report on the object “Geological mapping GDP-200, N-41-I (Kyshtym region)”. (2009) Chelyabinsk, Chelyabinskgeos”emka, Publ., pt. 1, 259 p. (In Russ.)
- Rubatto D. (2002) Zircon Trace Element Geochemistry: Partitioning with Garnet and the Link between U-Pb Ages and Metamorphism. *Chem. Geol.*, **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)
- Rykus M.V., Snachev V.I., Nasibullin R.A., Rykus N.G., Savel’ev D.E. (2002) Sedimentology, magmatism and ores of the northern part of the Uraltau zone. Ufa, 266 p. (In Russ.)
- Samygin S.G., Belova A.A., Ryazantsev A.V., Fedotova A.A. (2010) Fragments of the Vendian Convergent Margin in the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **432**(5), 644-649. (In Russ.)
- Scarrow, J.H., Pease, V., Fleutelot, C., Dushin, V. (2001). The late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals, Russia: an extension of the Cadomian arc. *Precamb. Res.*, **110**, 255-275.
- Shardakova G.Yu. (2015a) Composition of minerals and conditions for the formation of granitoids of the bitim complex (Nikolsky massif, Ufaley block). *Ezhegodnik-2014. Proc. IGG UrO RAS*, v. 162, 144-147. (In Russ.)
- Shardakova G.Yu. (2015b) New data about Rb-Sr age of granite from Nickolsky massif (Ufaley block). *Lithosphere (Russia)*, **4**, 93-98. (In Russ.)
- Shardakova G.Yu. (2016) Granites of the Ufaley block: geodynamic environments, age, sources, problems. *Lithosphere (Russia)*, **4**, 133-137. (In Russ.)
- Shardakova G.Yu., Chervyakovskaya M.V. (2020) Vendian-Cambrian granites of the Ufaley block (Middle Urals): a new isotope data, source composition, potential ore content. *Izvestiya Ural'skogo Gosudarstvennogo Gornogo Universiteta*, **2**(58), 48-63. (In Russ.) doi: org/10.21440/2307-2091-2020-2-48-63.
- Shardakova G.Yu., Savelyev V.P. (2010) Polychronic granitoids of the Nikolsky massif as a reflection of the complex geological history of the Ufaley block. *Ezhegodnik-2009. Proc. IGG UB RAS*, v. 157, 93-96.
- Shenger A.M., Natal'in B.A., Burtman V.S. (1994) Tectonic evolution of the altaides. *Geol. Geofiz.*, **35**(7-8), 41-58. (In Russ.)
- Soboleva A.A., Kuzenkov N.A., Udoratina O.V., Larionov A.N., Matukov D.I., Presnyakov S.L. (2005) The age of zircons from the granites of the kernel of the Hobiesky Granite Gneiss Dome (Cispolar Urals). *Origin of igneous rocks: Materials. Intern. Petrogr. Meeting. Apatity, KSC RAS*, 236-238. (In Russ.)
- Sylvester P.J. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, **45**, 29-31.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. Lond.*, **42**, 313-345.
- Svyazhina I.A., Petrov G.A. (2011) Migration of terrains of the Ural mobile belt and Paleozoic accretionary events

- on the urals margin of the Eastern European paleoplatform. *Lithosphere (Russia)*, **6**, 3-13. (In Russ.)
- Torsvik T.H., Smethurst M.A. (1999) Plate tectonic modelling: virtual reality with GMAP. *Comp. Geosci.*, **25**, 395-402.
- Trail D., Watson E.B., Tailby N.D. (2012) Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **97** (1), 70-87
- Udoratina O.V., Soboleva A.A., Kuzenkov N.A., Rodionov N.V., Presnyakov S.L. (2006) Age of Granitoids in The Man'khambo and Il'yaiz Plutons, The Northern Urals: U-Pb Data. *Dokl. Earth Sci.*, **407**(2), 284-289. DOI: 10.1134/S1028334X06020309.
- Udoratina O.V., Kulikova K.V., Shuiskii A.S., Soboleva A.A., Andreichev V.L., Golubeva I.I., Kapitanova V.A. (2021) Granitoid magmatism in the north of the Urals: U-Pb age, evolution, sources. *Geodynam. Tektonofiz.*, **12**(2), 287-309.
- 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>
- Watson E.B. (1979) Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **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. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **151**(4), 413-433. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5>
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. (1979) A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Geol. Soc. Amer. Abstract with Programs*, **539**.
- Wilson J.T. (1965) A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, **207**, 343-347.
- 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>
- Zonenshain L.P., Kuz'min M.I., Natalov L.M. (1990) Plate tectonics of the USSR area. Pt 2. Moscow, Nedra Publ., 334 p. (In Russ.)