

УДК 550.93:552.321.1 (470.54)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-32-54

Венд-кембрийские гранитоиды Салатимской сутурной зоны (Северный Урал): геохимия цирконов, состав субстрата, геохронологические и геодинамические следствия

Г. Ю. Шардакова, А. В. Коровко

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

Поступила в редакцию 12.05.2020 г., принята к печати 17.08.2020 г.

Объект исследований. Состав и изотопные параметры цирконов и вмещающих их гранитов крутореченского комплекса, приуроченного к западной части зоны Главного Уральского разлома (Салатимская сутурная зона, Присалатимская зона смятия, Северный Урал). **Методы.** Определение U-Pb возраста, микроэлементного состава и изотопов Lu-Hf производилось методом LA-ICP-MS (Улан-Удэ, Екатеринбург), содержания изотопов Sm-Nd в породах – методом TIMS. **Результаты.** Показано, что морфология и геохимические особенности главной популяции цирконов из гранитов подтверждают их магматический генезис и отсутствие преобразований, что позволяет считать валидным полученный ранее венд-раннекембрийский (542 млн лет) возраст гранитов. Ксеногенные ядра (1034–1221 млн лет) в цирконах, вероятно, заимствованы из пород ишеримской свиты. Источником сноса для последней могли быть породы фундамента Восточно-Европейской платформы. Молодые цирконы (400 млн лет) по составу резко отличаются от более древних и были образованы за счет уже существующих зерен под действием флюидной фазы, генерированной, возможно, под влиянием мантийного диапира. Субстрат для выплавления гранитов был существенно коровым, что подтверждается параметрами трех независимых изотопных систем: $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = -6$, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = -6 \dots -9$, первичное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.796943$. По составу породы протолита могли быть песчаниками с небольшой примесью пелитового материала. Данные по цирконам показали, что в отношении определения границ и возраста саранхапнерской свиты в обрамлении крутореченского комплекса и положения ЮВ границы Ишеримского блока имеется ряд спорных вопросов, для разрешения которых требуются дополнительные исследования. **Заключение.** Результаты могут использоваться при геологическом картировании.

Ключевые слова: Главный Уральский разлом, Восточно-Европейская платформа, аккреция, гранитоиды, цирконы, геохимия, изотопия, субстрат, геодинамика

Источник финансирования

Исследования проведены в соответствии с темой № АААА-А18-118052590029-6 Государственного задания ИГГ УрО РАН

Vendian-Cambrian granites of the Salatim suture zone (the Northern Urals): Geochemistry of zircons, source composition, geochronological and geodynamical consequences

Galina Yu. Shardakova, Anatoly V. Korovko

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

Received 12.05.2020, accepted 17.08.2020

Research subject. The composition and isotope systems of zircons and their host granites from the Krutorechensky complex (western part of the Main Uralian fault zone, Northern Urals) were investigated. **Methods.** The U-Pb age, trace element contents and Lu-Hf isotopes in the zircons under study were determined by LA-ICP-MS (Ulan-Ude, Ekaterinburg).

Для цитирования: Шардакова Г.Ю., Коровко А.В. (2021) Венд-кембрийские гранитоиды Салатимской сутурной зоны (Северный Урал): геохимия цирконов, состав субстрата, геохронологические и геодинамические следствия. *Литосфера*, 21(1), 32–54. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-32-54

For citation: Shardakova G.Yu., Korovko A.V. (2021) Vendian-Cambrian granites of the Salatim suture zone (the Northern Urals): Geochemistry of zircons, source composition, geochronological and geodynamical consequences. *Litosfera*, 21(1), 32–54. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-32-54

TIMS was used to determine Sm-Nd isotopes in the rocks. *Results and Discussion.* It was shown that the morphology and composition of the main zircon group from granites confirm their magmatic origin and the absence of alteration. It means that the previously defined Vendian-Cambrian (542 Ma) age of the granites remains valid. The relics ancient (1043–122 Ma) cores were probably inherited from Isherim suite rocks. The source of such detrital grains could have been the rocks from the East-European platform basement. Young zircons (400 Ma) differing strongly from others in composition could have been formed around the already existing grains produced by a fluid generated under the action of plume activity. The source for granite melting was mainly of a crust nature: $\epsilon\text{Nd}(t) = -6$, $\epsilon\text{Hf}(t) = -6 \dots -9$, initial ratio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i = 0.796943. In terms of lithology, the source rocks correspond to sandstones with a small admixture of clay components. The obtained information confirms the necessity to further investigate questions concerning the area of distribution and the age of the Sarankhapnorsk suite within the Krutorechensky complex, as well as the position of the eastern boundary of the Isherim block. *Conclusion.* The obtained results can be used in geological mapping.

Keywords: Main Uralian fault, East-European platform, accretion, granites, zircons, geochemistry, isotopic system, source, geodynamics

Funding information

The studies were conducted in accordance with the theme No. AAAA-A18-118052590029-6 of the State assignment of the Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

Acknowledgements

The authors are sincerely grateful to the staff of the CCU “Geoanalyst” – N.G. Soloshenko, M.V. Chervyakovskaya and V.S. Chervyakovsky for prompt implementation of analytical procedures and consultations during the processing of isotope data, as well as to S.V. Pribavkin and A.A. Krasnobaev (IGG UB RAS) for valuable comments during the discussion.

ВВЕДЕНИЕ

Зона Главного Уральского разлома (ГУР), расположенная между структурами Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Уральского орогена, является сложной гетерогенной и полихронной зоной смятия. В ее строении участвуют блоки различного состава, возраста и происхождения, сближенные в пространстве в ходе замыкания палеоокеана и последующих аккреционно-коллизийных процессов. Помимо фрагментов, образования которых интенсивно метаморфизованы на уровне фаций средних и высоких давлений, в меланже ГУР наблюдаются блоки слабоизмененных магматических пород, сохранивших свой исходный состав. Они представлены габбро-гипербазитовыми комплексами, базальтоидами и разнообразными гранитоидами. При этом очень малое количество магматитов зоны ГУР находится “in situ”, большая же их часть составляет пакеты тектонических пластин, перемещенные с востока в ходе аккреции или обдукции.

Известно, что магматические породы, в частности гранитоиды, являются наиболее надежными индикаторами для определения палеогеодинамических обстановок. Среди интрузивных пород кислого состава в североуральской части зоны ГУР наиболее широко распространены островодужные плагиогранитоиды палеозоя (Петров, 2007; Пучков, 2010; и др.); породы калинатового ряда редки и изучены относительно слабо. Исследование гранитоидов зоны ГУР способствует уточнению представлений о ее строении, на-

правлении перемещения в пространстве отдельных фрагментов, геодинамических условиях и последовательности проявления доуральских этапов развития в восточном обрамлении ВЕП.

Цель данной работы – уточнить представления о строении и истории геологического развития западной части североуральского сегмента Салатимской сутурной зоны (рис. 1, 2). Для этого реализованы следующие задачи: изучены петрогеохимические особенности и возраст гранитов крутореченского комплекса, а также состав и Lu-Hf изотопия цирконов из них. На основе полученных данных подтверждены валидность венд-кембрийских возрастных датировок и геодинамический режим формирования гранитов комплекса, установлено, что природа и возраст субстрата, проведено сопоставление с аналогами из соседних структур региона, высказано предположение о направлении перемещения блоков, вмещающих граниты крутореченского комплекса. Результаты могут быть использованы для целей геологического картирования, палеогеодинамических и эволюционных реконструкций.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

ГУР – основная шовная зона, отделяющая палеозойские толщи Тагильской и Магнитогорской палеоокеанических зон Уральского орогена от разновозрастных образований ВЕП. Зона ГУР простирается субмеридионально более чем на 2 тыс. км и со-

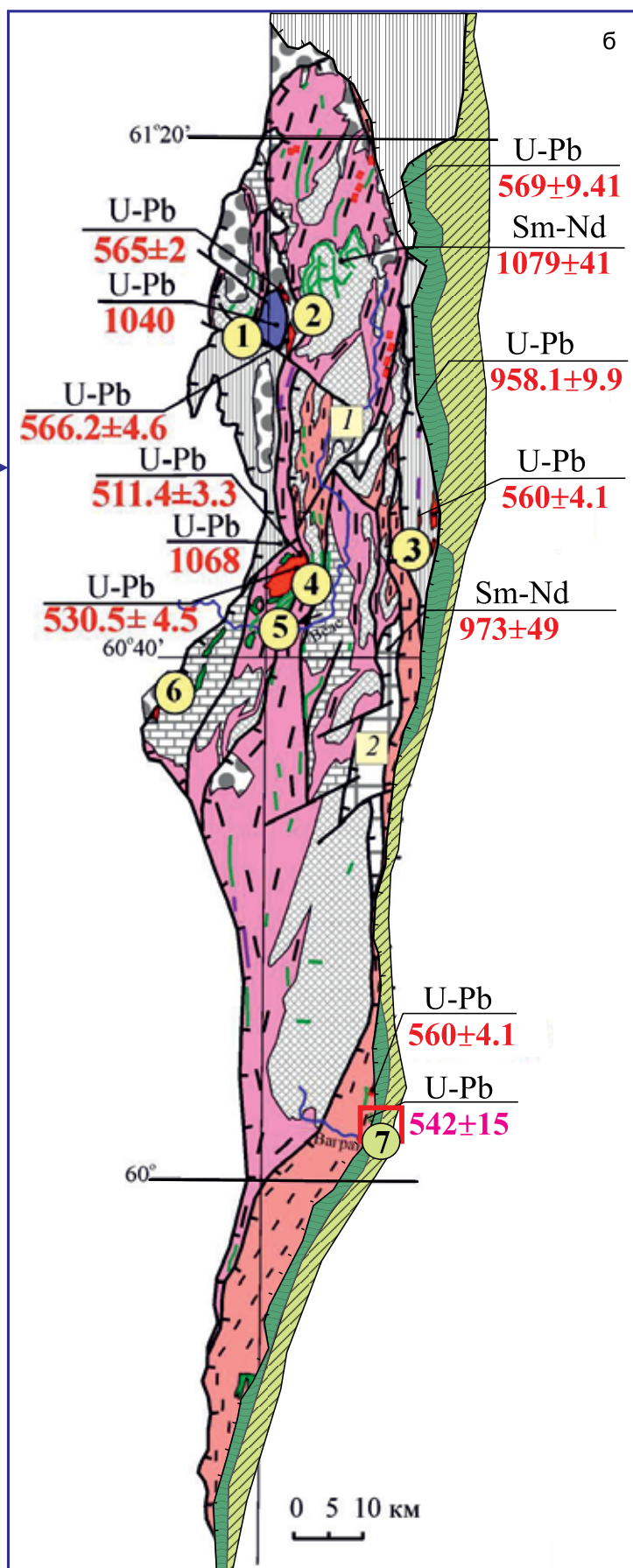
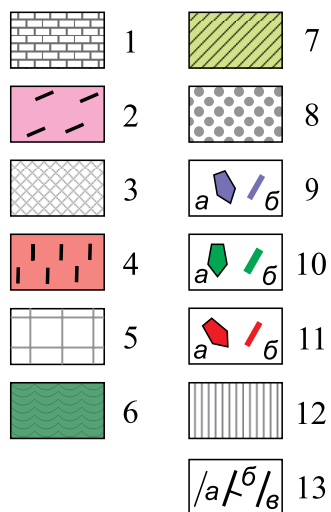
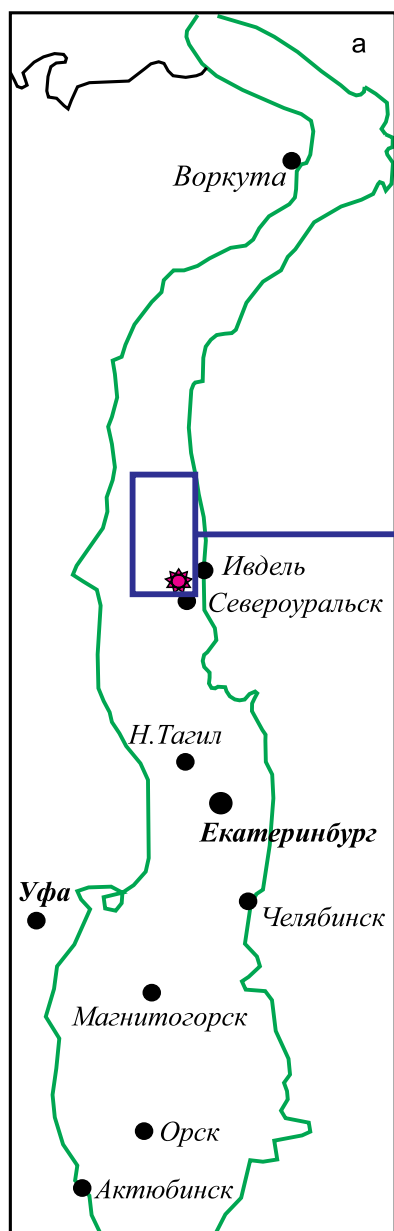


Рис. 1. Позиция района работ (а) и схема геологического строения Ишеримской структуры и ее восточного обрамления (б), (по (Петров, 2015, 2020; Государственная ..., 2007а; Легенда..., 2009) с дополнениями.

а. Синим прямоугольником показан контур рассматриваемого района, малиновой звездочкой – местоположение крутореченского гранитного комплекса (КПК).

б. 1 – терригенные и карбонатные породы расынской (?) и мойвинской свит RF_2 ; 2 – углеродистые сланцы муравинской свиты RF_2 ; 3 – кварцитопесчаники ишеримской свиты RF_2 ; 4 – углеродистые, слюдисто-кварцевые сланцы вёльсовской свиты $RF_3(RF_2?)$; 5 – дистен-гранат-ставролит-слюдяные кристаллические сланцы белокаменского комплекса RF_3 , блоки (цифры в квадратах): 1 – Мартайский, 2 – Белокаменский; 6 – саранхапнерская метатерригенная свита (C_3-O_1sr), 7 – хомасьинская метавулканогенно-осадочная свита ($O_{1-2}hm$), 8 – терригенные толщи O_{1-3} ; 9 – перидотиты вишерского комплекса (а), пикриты и метабониниты антипинского комплекса (б); 10 – габбро и долериты ишеримского и чурольского комплексов (а – штоки, б – дайки); 11 – гранитоиды вёльсовского комплекса (а – штоки, б – дайки); 12 – переслаивание метабазальтов и метаалевролитов, хозатумпская свита $RF_3(RF_2?)$; 13 – литологические границы (а), надвиги и взбросы (б), разрывные нарушения сложной или неустановленной кинематики (в). Интрузивные массивы (цифры в кружках): 1 – Мойвинский дунит-перидотитовый, 2 – Мойвинский гранитный, 3 – Посьмакский гранитный, 4 – Юбрышкинский габбро-долеритовый, 5 – Вёльсовский гранитный, 6 – Шудьинский гранитный, 7 – крутореченский комплекс. Приведены также данные о возрасте (метод; возраст млн лет): гранитов КГК (Коровко и др., 2019) и дайки гранит-порфира (Петров, 2020) (пояснения см. в тексте). Красным контуром показано местоположение КГК (см. рис. 2).

Fig. 1. Position of the area of work (a) and the geological scheme of the Isherim structure and its eastern framing (b), after (Petrov, 2015, 2020; Gosudarstvennaya ..., 2007a, 2007b; Legenda ..., 2009) with the additions.

a. The blue rectangle shows the contour of the area under consideration, the crimson star is the location of the Krutorechensky complex.

b. 1 – terrigenous and carbonate rocks of the Ras'ya and Moiva suites (RF_2); 2 – carbon-bearing slates of the Murav'y suite (RF_2); 3 – quartzite-sandstones of the Isherim suite (RF_2); 4 – carbon-bearing and mica-quartz schists of the Velsa suite ($RF_3(RF_2?)$); 5 – disthene-garnet-staurolite-mica crystalline schists of the Belokamenka complex (RF_3), blocks (numbers in squares): 1 – Martaisky, 2 – Belokamensky; 6 – Sarankhapner metasedimentary suite (C_3-O_1sr), 7 – Khomasin meta-volcanogenic-sedimentary suite ($O_{1-2}hm$), 8 – terrigenous strata O_{1-3} ; 9 – peridotites of the Vishera complex (a); picrites and metaboninites of the Antipin complex (b); 10 – gabbro and dolerites of the Isherim and Churol' complexes (a – stocks, b – dykes); 11 – granites of the Velsa complex (a – stocks, b – dykes); 12 – interlayering of metabasalts and metaaleurolites, Khozatump suite ($RF_3(RF_2?)$); 13 – lithological boundaries (a), thrusts and reverse faults (b), faults of complex or unidentified kinematics (c). Intrusive massifs (numbers in circles): 1 – Moyva dunite-peridotites, 2 – Moyva granites, 3 – Pos'mak granites, 4 – Yubryshka gabbro-dolerites; 5 – Velsa granites; 6 – Shud'ya granites; 7 – Krutorechensky granites. Data on the age (method, age, Ma) are also given: Krutorechensky granites (Korovko et al., 2019) and granite-porphry dikes (Petrov, 2020). (explanations see in the text). The red outline shows the location of the Krutorechensky granites (see Fig. 2).

стоит из множества пространственно сближенных тектонических блоков и пакетов тектонических пластин, сложенных в различной степени метаморфизованными полигенными и полихронными образованиями докембрия и палеозоя (см. рис. 1). Объект наших исследований расположен в североуральском сегменте зоны ГУР, в 30 км к юго-западу от г. Североуральска, в верховьях р. Вагран в пределах Присалатимского блока (см. рис. 2). С запада он ограничен Поповским, с востока – Западнокумбинским разломами.

На исследуемой площади зона ГУР состоит из нескольких блоков и пакетов тектонических пластин. С запада к ней примыкает Ишеримский блок, сложенный образованиями среднего рифея (см. рис. 1). К восточной части Ишеримского блока примыкает Хозатумпский блок (II_1 на рис. 2), сложенный падающими на восток образованиями метаосадочной вёльсовской свиты верхнего рифея (RF_3vs). Хозатумпский блок с востока ограничен падающим на восток Сосьвинским разломом, который служит западной границей Присалатимского блока, сложенного образованиями метаосадочной саранхапнерской (C_3-O_1sr) и метавулканогенно-осадочной хомасьинской ($O_{1-2}hm$) свит (Легенда..., 2009) (см. рис. 2).

По имеющимся представлениям, докембрийские образования Ишеримской структуры, перемещенной с севера на юго-восток в результате тиманской активности, являются частью допалеозойского основания Урала (Петров и др., 2014, 2015) (см. рис. 1, 2).

Образования нижнего палеозоя зоны ГУР, как правило, имеют тектонические контакты с докембрийскими породами Ишеримской структуры и прослеживаются далеко на север, где наблюдалось их несогласное налегание на последние.

В северной и центральной частях Ишеримской структуры (рис. 1б) присутствуют крупные тела гранитоидов венд-кембрийского возраста (Мойвинский, Посьмакский, Вёльсовский, Шудьинский массивы), рвущие метатерригенно-вулканогенные толщи среднего рифея (Петров и др., 2014; Петров, 2020).

Магматические породы на изучаемой площади (см. рис. 2) развиты неравномерно. В осевой части (собственно Салатимской зоне смятия) они представлены тектонизированными метабазами и гипербазами в составе полимиктового меланжа войкаро-кемпирсайского тектоногенного комплекса tD_3-Pvk . В контурах последнего ранее охарактеризован и датирован Крив-Вагранский сиенитовый массив (639 ± 32 млн лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.70228$)

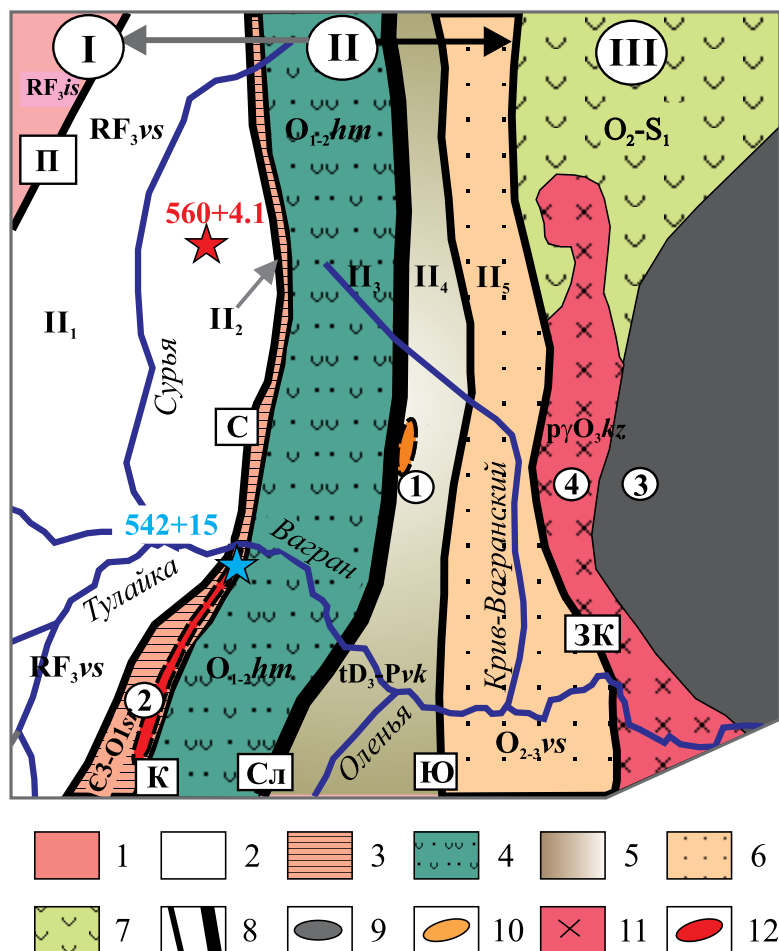


Рис. 2. Позиция КГК на схеме тектонического районирования верховий р. Вагран (масштаб 1:200 000), по (Государственная ..., 20076; Легенда..., 2009) с дополнениями.

Разломы: П – Поповский, С – Сосьвинский, К – Крутореченский, СЛ – Салатимский, Ю – Юртинский, ЗК – Западнокумбинский. Главные структуры, тектонические блоки, пакеты тектонических пластин и слагающие их свиты: I – Ишеримский мегаблок, Сосьвинский блок (1 – ишеримская метатерригенная свита RF₃iš); II – Салатимская сутурная зона: II₁ – Хозатумпский блок (2 – вёловская метатерригенная свита RF₃vs); II₂ и II₃ – Присалатимский блок: II₂ – Крутореченский пакет (3 – саранхапнерская метатерригенная свита C₃-O₁sr); II₃ – Латинско-Кирильский пакет (4 – хомасьинская метавулканогенно-осадочная свита O₁₋₂hm); II₄ – Тальтийско-Оленевский блок, Салатимская зона смятия (5 – войкаро-кемпирсайский тектоногенный комплекс tD₃-Pvk); II₅ – Крив-Вагранский блок (6 – выйская метавулканогенная свита O₂₋₃vs); III – Тагильский мегаблок (7 – нерасчлененные образования O₂-S₁); 8 – разрывные нарушения разных порядков; 9 – габбро, перидотиты; 10 – сиениты; 11 – плагиограниты; 12 – лейкограниты.

Арабские цифры в кружках – массивы и комплексы: 1 – Крив-Вагранский сиенитовый массив, 2 – крутореченский гранитный комплекс (тектонические границы обозначены пунктирной линией), 3 – Кумбинский полиформационный массив, 4 – Вагранский гранит-плагиогранитный массив.

Звездочками отмечены точки, в которых датированы гранитоиды: красная – дайки гранит-порфиров (Петров, 2020), синяя – граниты крутореченского комплекса (скв. ПС-28, см. текст).

Fig. 2. Schematic tectonic map of the upper reaches of the Vagran River and position of KГК (scale 1:200 000), after (Gosudarstvennaya..., 20076; Legend..., 2009).

Faults: П – Popov, С – Sos'va, К – Krutorechensk, СЛ – Salatim, Ю – Yurta, ЗК – West Kumba. Main structures, tectonic blocks, strata, suites (Roman numbers in circles): I – Isherim megablock, Sosva block (1 – Isherim meta-terrigenous suite RF₃iš); II – Salatim suture zone: II₁ – Khozatump block (2 – Velsov meta-terrigenous suite RF₃vs); II₂ and II₃ – Pri-Salatim block: II₂ – Krutorechensky strata (3 – Sarankhapner meta-terrigenous suite C₃-O₁sr); II₃ – Latin-Kirshil strata (4 – Khomasin meta-volcanogenic-sedimentary suite O₁₋₂hm); II₄ – Taltiy-Olenev block, Salatim deformation zone (5 – D₃-Pvk, Voikar-Kempirsai tectonogenic complex); II₅ – Kriv-Vagran block (6 – Vyaya meta-volcanogenic suite O₂₋₃vs); III – Tagil megablock (7 – undivided formations O₂-S₁); 8 – faults, 9 – gabbro, peridotite; 10 – syenite; 11 – plagiogranites; 12 – syenites. Massifs and complexes (Arabic numbers in circles): 1 – Kriv-Vagran syenite massif, 2 – Krutorechensky granite complex (tectonic boundaries shown by dashed lines); 3 – Kumba poly-formational massif; 4 – Vagran granite-plagiogranite massif. Points where the granites were dated show by stars: red – granite porphyry dyke (Petrov, 2020), blue – the Krutorechensky granites (well ПС-28).

(Коровко и др., 2017а), близкий по возрасту и составу к породам Троицкого массива Кваркушско-Каменногорского антиклинория (Петров и др., 2005).

Объект данного исследования – крутореченский гранит-лейкогранитовый комплекс (далее – КГК) расположен в Присалатимском блоке (II₂ на рис. 2) на правом борту долины р. Вагран, западнее ее правого притока р. Крутой. Канавыми и колонковыми скважинами на протяжении 2 км по простиранию вскрыто несколько субсогласных линзовидных тел (мощностью от 1 до 20–30 м) гранит-порфиров, имеющих тектонические контакты с рассланцованными породами саранхапнерской и хомасьинской свит. В краях тел граниты постепенно переходят в blastsмилониты. Гранитоиды двуслюдяные, имеют гломеропорфировую структуру: “очковые” (до 5–7 мм) выделения и скопления зерен микроклин-пертита и более мелкие округлые вкрапленники кварца, расположены среди полосчатого мелко-тонкозернистого базиса, состоящего из кварца, полевого шпата, мусковита, биотита, замещаемого хлоритом, лейкоксеном, изредка – стильпномеланом. Акцессорная ассоциация – апатит, ортит, сфен, циркон. Порода слабо пелитизирована.

По химическому составу породы КГК отвечают гранитам и лейкогранитам, относятся к умеренно-щелочному ряду ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.79\text{--}9.65$ мас. %), калий-натриевого типа ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.64\text{--}0.70$), являются высококалиевыми ($\text{K}_2\text{O} = 4.70\text{--}5.69$ мас. %) и пералюминиевыми разностями. В 2019 г. авторами определен возраст гранитов КГК (LA-ICP-MS, U-Pb метод, по цирконам) – 542 ± 15 млн лет. Подробно данные о химическом составе пород и результатах датирования приведены в работе (Коровко и др., 2019). Совокупность этих параметров указывает на сходство гранитоидов КГК с венд-кембрийскими гранитами Ишеримского блока, сформированными в обстановке сжатия на финальном этапе тиманской коллизии (Пучков, 2010; Петров и др., 2013, 2014; Коровко и др., 2019).

В ЮВ части Ишеримской структуры в пределах Хозатумпского блока, среди пород вёльсовской свиты в процессе региональных исследований была обнаружена и датирована (560.9 ± 7.5 млн лет) дайка гранит-порфиров (560.9 ± 7.5 млн лет) (Петров, 2020) (см. рис. 1, 2) очень близких по составу (Г.А. Петров, устное сообщение) к гранитам Вёльсовского массива и КГК.

Для понимания общей картины развития западного края ГУР на изучаемой площади, установления обстановок, состава протолита, условий и времени формирования, локализации и преобразования гранитоидов КГК, нами разными методами были проведены дополнительные исследования, комплексная интерпретация результатов которых приведена ниже. Следует отметить, что наложенные катаклаз и сопряженный метаморфизм могли

повлиять на U-Pb систему цирконов и несколько исказить датировки. Чтобы скорректировать представления о возрасте (Коровко и др., 2019) и состоянии пород, авторами исследованы геохимические особенности цирконов из пород КГК и их Lu-Hf изотопная система.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Цирконы (пр. ПС-28/78) выделялись из протолок по удельному весу в тяжелых жидкостях с последующей ручной разборкой под биноклем. Затем минералы помещались в шайбы из эпоксидной смолы. Путем полировки шайб цирконы выводились на поверхность приблизительно на $\frac{1}{2}$ толщины зерна. Перед аналитической процедурой препараты очищались спиртом и азотной кислотой (3%).

Определение U-Pb возраста проводилось в ЦКП “Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований” ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ (аналитик В.Б. Хубанов), методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с применением лазерной абляции (LA-ICP-MS) на базе магнитно-секторного масс-спектрометра ElementXR с приставкой лазерного пробоотбора UP-213 (Хубанов и др., 2016). Детально параметры измерений приведены в работе (Коровко и др., 2019).

Остальные виды анализов производились в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург. 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 – $10.5\text{--}11.5$ 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 пять измерений. Средневзвешенное значение изотопного отношения составило $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ для стандартов GJ-1 и Plesovice 0.282017 ± 0.000009 ($N = 15, \pm 2\sigma$) и 0.28246 ± 0.000009 ($N = 6, \pm 2\sigma$) соответственно в рамках данной измерительной сессии. Погрешность измерения (2σ) изотопного отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ для стандартов циркона изменялась от 0.006 до 0.023%.

Анализ микроэлементного состава цирконов проведен на 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 – $10.5\text{--}11.5$ Дж/см². Обработка результатов проводилась в программе GLITTER V4.4. с использованием внутреннего стандарта SiO_2 , в качестве внешнего первичного стандарта использовали стандарт-

ное стекло NIST SRM 610 (в качестве вторичного – стандартное стекло NIST SRM 612), измеренное методом “взятия в вилку” через 10–12 измерений. Аналитики М.В. Червяковская и В.С. Червяковский.

Определение концентраций Sm, Nd и изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ пород в целом осуществлялось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID-TIMS) путем кислотного разложения, хроматографического разделения фракций REE, Nd, Sm, и дальнейшим измерением изотопного состава Sm, Nd соответствующих смесей образца и спайка с помощью мультиколлекторного термоионизационного масс-спектрометра TRITON Plus (аналитик Н.В. Солошенко).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Краткая характеристика исследуемых цирконов

Для исследования были выбраны несколько цирконов, в которых ранее производились измерения возраста, имеющие низкую дискордантность. Размер выбранных зерен 200–500 мкм (рис. 3). Они представлены двумя морфологическими типами: 1) бледно-розовые, прозрачные “ножевидные” зерна, с коэффициентом удлинения до 1:3 и концентрической зональностью роста; некоторые из зерен в большой выборке имеют “древние” (540 млн лет и более) ядра со следами растворения, 2) мутноватные, коричнево-розовые бипирамидально-призматические, короткие (1:2), с магматической осцилляторной зональностью роста и ксеногенными ядрами (см. (Коровко и др., 2019)). Последние имеют элементы собственного внутреннего строения, несогласные с ориентировкой зон обрастающего их материала. В промежуточных зонах цирконов изредка имеются измененные и/или регенерированные участки. Почти все зерна разбиты сетью трещин.

Ранее нами было показано (Коровко и др., 2019), что в цирконах из гранитов КГК фиксируются три возрастных кластера: 1034–1221 млн лет (средневзвешенный возраст 1199 ± 31 млн лет); 525–586 млн лет (542 ± 15 млн лет = возраст пород); 369–429 млн лет (402 ± 4 млн лет). Точки, в которых были произведены измерения состава и Lu-Hf изотопии, были намечены в зернах всех указанных возрастных уровней (цифры в овалах на рис. 3).

Микроэлементы в цирконах из гранитов КГК

Установлено, что важную генетическую информацию может дать анализ поведения содержаний U и Th в цирконах. Уровень содержаний этих элементов в основной популяции (500–600 млн лет) варьирует: U – 187–750 г/т, Th – 70–314 (до 570) г/т,

а для “молодого” зерна эти величины существенно ниже: U – 67–131, Th – 33–68 г/т (табл. 1, 2). Для соотношений содержаний Th и U характерна почти линейная зависимость, по-видимому отражающая единство процесса формирования цирконов (рис. 4а). Th/U-отношения для всей совокупности исследованных зерен лежат в интервале 0.27–0.75 и не коррелируют с возрастом. В имеющихся парах (в пределах единых зерен) от центра к краю отношения понижаются, а содержания U повышаются, что указывает на нормальную эволюцию составов (магматическая кристаллизация?).

При этом содержания урана растут почти линейно по мере омоложения возраста (рис. 4б). Исключение составляет наиболее “древнее” ядро, характеризующееся относительно невысокими концентрациями U (см. рис. 4, точка 25), что, возможно, связано с иным источником расплава, из которого оно кристаллизовалось.

Другим индикаторным отношением может являться Zr/Hf, величина которого, как правило, уменьшается с ростом дифференцированности расплава. В целом по выборке эта величина варьирует от 49 до 82, при этом максимальные значения наблюдаются в самом “молодом” зерне. В парах “ядро–кайма” зерен с нормальной магматической зональностью отношение Zr/Hf понижается, подтверждая единый кристаллизационный процесс. Для параметров Zr/Hf–Th/U в цирконах (кроме “молодого” зерна) фиксируется прямая зависимость, которая отражает синхронное накопление Hf и Th к конечным стадиям процесса.

Концентрации титана в цирконах позволяют характеризовать термический режим минералообразования. В исследованных зернах они лежат в диапазоне от 4.5 до 192 г/т, что, согласно (Hoskin, 2005), может указывать на разницу в степени преобразования, структурной упорядоченности и/или природе цирконов (магматическая или гидротермальная). В зернах заведомо магматогенного облика повышение концентраций титана может быть обусловлено наличием микровключений или сорбцией титана в поздних микротрещинах, видимых только при элементном картировании (Harrison, Schmitt, 2007). О температурах формирования будет сказано ниже при обсуждении генезиса цирконов.

Концентрации других HFSE в цирконах из пород КГК сильно варьируют, различаясь в основной группе (540 млн лет) и “молодом” (400 млн лет) зерне соответственно (г/т): Y – 1700–3200 (400–500), Nb – 1.5–14 (0.1–0.5), Ta – 0.7–5 (0.09–0.36) (см. табл. 1).

Считается, что исходные содержания РЗЭ в магматических породах и присутствующих в них цирконах наиболее устойчивы к процессам последующих метаморфических и гидротермальных изменений. Для цирконов КГК их содержания следующие (г/т): сумма РЗЭ – 362–2500, ЛРЗЭ – 8–51, ТРЗЭ – 470–2630. Наименьшие суммы РЗЭ и ЛРЗЭ

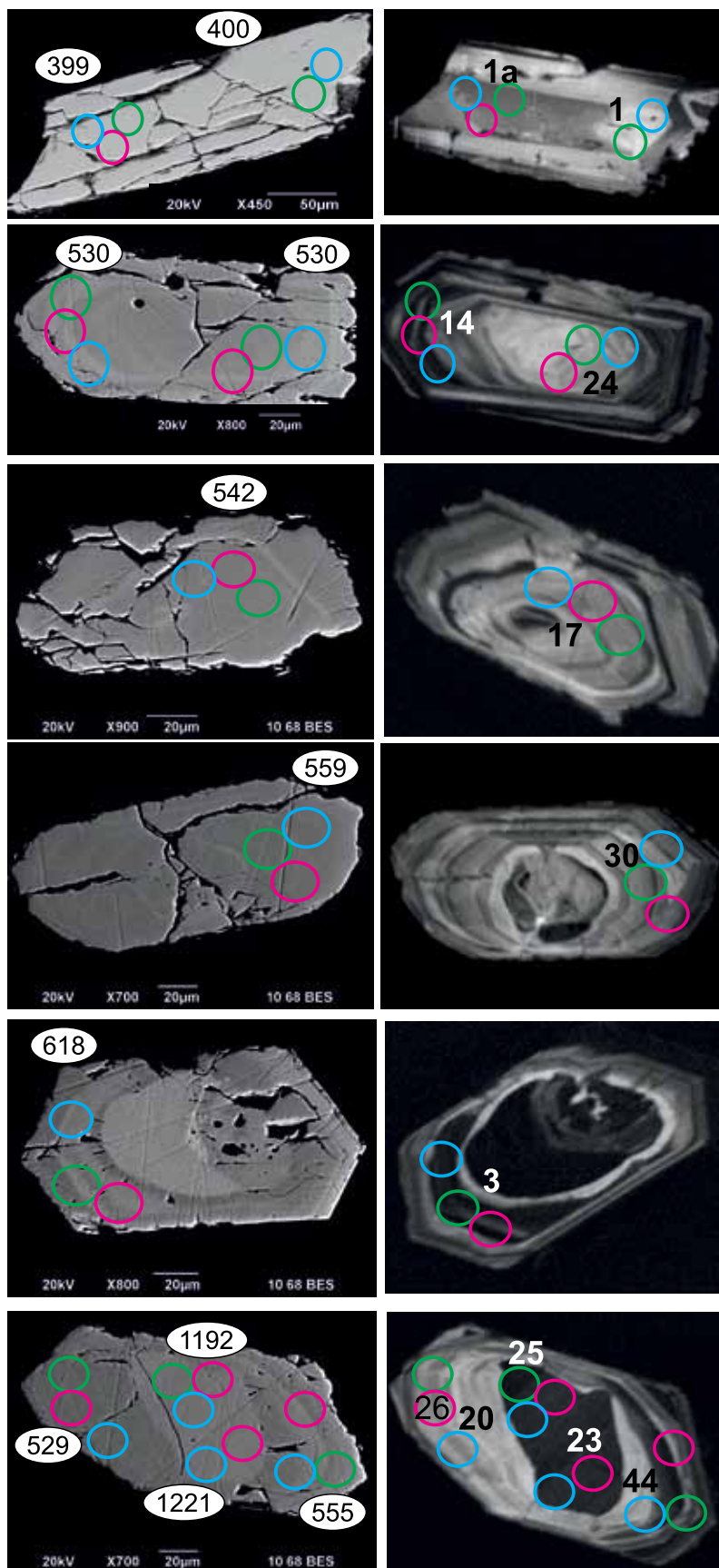


Рис. 3. Оптические (слева) и катодолюминесцентные (справа) изображения цирконов из гранитов КГК.

Кружками разного цвета показаны точки измерения возраста, состава РЗЭ и Lu-Hf изотопных параметров. В овалах приведен $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст.

Fig. 3. Optical (left) and cathodoluminescent (right) images of zircons from the Krutorechensky granites.

Points (ablation craters) of determination of the age, composition RRE and Lu-Hf isotopy are showing by circles of different colors. Digits in ellipses mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age, Ma.

○ возраст ○ Lu-Hf ○ РЗЭ (529) — ^{238}U - ^{206}Pb , млн лет

Таблица 1. Содержания элементов-примесей (г/т) и расчетные индикаторные параметры для цирконов из гранитов КГК
Table 1. Content of trace elements (ppm) and calculated indicator parameters for zircons from KGK granites

№ точки	1*	1a	30	17	14	24	3	25	20	44
Na	27.31	144.86	7.44	150.71	35.77	182.64	16.89	30.87	29.79	198.53
Mg	26.72	11.99	0	28.95	38.95	84.97	18.44	11.22	20.02	326.31
Al	581.44	2591.22	213.71	2428.42	2145.96	7149.15	936.99	176.93	1743.31	8307.66
Sc	332.45	323.5	542.48	477.16	443.14	387.85	463.66	413.25	280.7	318.89
Ti	4.55	16.84	8.52	90.16	13.37	192.21	21.05	17.31	52.02	149.02
Cu	8.28	7.4	2.74	9.56	6.12	25.27	8.56	3.88	7.17	41.46
Y	410.6	512.27	2105.51	2660.72	3346.2	2769.23	2478.26	3189.54	1733.53	1866.93
Nb	0.48	0.01	2.09	1.56	9.28	4.26	6.14	14.19	14.72	5.41
Ba	36.1	17.4	0.01	1	0	3.2	0.58	0.54	0.01	12.11
Hf	7223.24	8079.31	11 637.07	11 441.93	10 426.48	8128.42	11 028.77	12 331.6	10 769.71	9946.61
Ta	0.087	0.36	1.1	0.7	4.85	1.17	4.19	3.51	5.19	2.9
Pb	18.61	45.9	63.07	79.04	384.57	164.02	286.85	444.4	455.8	136.87
Th	33.44	68.16	69.62	160.61	570.71	314.86	337.68	381.49	154.57	195.1
U	67.68	131.77	187.34	215.36	912.45	431.22	750.08	697.27	565.12	389.03
La	2.08	0.34	0.035	0.38	0.01	1.71	1.32	1.15	0.328	1.55
Ce	1.46	3.57	7.9	12.25	26.51	19.1	20.87	22.27	17.78	13.37
Pr	0.155	0.4	0.117	0.82	1.37	0.73	0.71	0.95	0.271	0.72
Nd	0.59	0.91	2.6	4.9	7.64	8.91	2.92	9.79	2.64	12.3
Sm	1.13	2.52	5.81	8.35	13.53	7.86	8.61	12.33	4.27	7.61
Eu	0.41	0.93	0.56	1.83	2.06	1.84	0.62	1.14	0.21	5.33
Gd	8.51	10.01	34.51	46.57	66.05	55.48	39.28	66.15	32.39	34.64
Tb	2.89	3.12	13.8	21.03	24.35	118.32	15.92	22.63	11.44	13.74
Dy	33.05	39.13	167.18	236.7	328.85	221.56	224.85	292.66	170.59	144.82
Ho	11.85	14.91	70.72	85.94	114.4	83.23	83.79	107.4	61.99	58.31
Er	65.58	80.88	348.22	408.54	550.5	333.12	398.93	475.95	242.8	240.74
Tm	14.91	19.69	76.82	89.31	124.37	68.45	90.27	107.29	57.91	56.77
Yb	178.34	221.1	741.77	768.24	1117.37	644.76	802.44	921.5	509.59	557.36
Lu	41.01	48.33	129.36	135.65	170.19	129.53	143.45	151.2	89.57	95.38
(REE)t	361.965	445.84	1599.402	1820.51	2547.2	1694.6	1833.98	2192.41	1201.779	1242.64
Th/U	0.49	0.52	0.37	0.75	0.63	0.73	0.45	0.55	0.27	0.50
Zr/Hf	0.11	0.11	0.08	0.07	0.07	0.08	53.63	54.59	50.16	49.10
(Yb/Gd)n	25.86	27.26	26.53	20.35	20.87	14.34	25.20	17.19	19.41	19.86
(Sm/La)n	0.87	11.62	262.08	34.77	14.43	7.30	10.33	17.05	20.78	7.82
(Pr/Nd) n	1.36	2.29	0.23	0.87	0.93	0.42	1.26	0.50	0.53	0.30
Ce/Ce*	0.59	1.90	8.48	4.84	7.39	6.32	7.36	7.34	10.97	4.55
Eu/Eu*	0.83	1.61	0.55	1.53	1.43	1.44	0.55	0.80	0.22	5.07
T, °C**	677	797	731	1005	774	1128	821	800	929	1084
Age, Ma***	400	399	559	542	530	530	618	1192	529	555

*Авторские номера точек соответствуют таковым в табл. 1 из работы (Коровко и др., 2019). **Температура рассчитана по (Watson et al., 2006; Ferry, Watson, 2007) для активности $Ti = 1$ (пояснения в тексте). ***Приведен $^{206}Pb/^{238}U$ возраст пород.

*Author numbers of points correspond to those in table. 1 from (Korovko et al., 2019). **Temperature calculated according to (Watson et al., 2006; Ferry, Watson, 2007) for activity $Ti = 1$ (explanations in the text). ***The $^{206}Pb/^{238}U$ age of the rocks is given.

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для гранитов КГК

Table 2. Sm-Nd isotope data for KGK granites

№	№ пр.	t, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\pm 2s$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	$\pm 2s$	$(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}})_0$	$\pm 2s$	eNd(t)	T(DM1)	T(DM2)	$(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}})_{\text{CHUR}}$	$(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}})_{\text{DM}}$
1	27/40.5	542	35.605	7.770	0.131938	0.00040	0.512085	0.000015	0.511616	0.000015	-6.3	1.93	1.93	0.511940	0.512347
2	27-41.7	542	30.212	6.165	0.123360	0.00037	0.512060	0.000015	0.511621	0.000015	-6.2	1.78	1.92	0.511940	0.512347
3	28/69.5	542	39.643	8.754	0.133499	0.00040	0.512074	0.000015	0.511600	0.000015	-6.6	1.99	1.97	0.511940	0.512347
4	28/78	542	33.694	7.858	0.140999	0.00042	0.512086	0.000015	0.511586	0.000015	-6.9	2.17	1.99	0.511940	0.512347

Примечание. 1, 4 – граниты, 2, 3 – лейкограниты. Анализы приведены в (Коровко и др., 2019). Вычисление первичного отношения и параметра eNd исследованных пород для возраста t осуществлялось с использованием значений констант: $\lambda^{147}\text{Sm} = 6.54 \cdot 10^{-12} \text{ год}^{-1}$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.19670$ (Jacobsen, Wasserburg, 1980). При вычислениях вводятся следующие значения 2σ определения Sm-Nd данных, рассчитанные по результатам регулярного анализа стандартных образцов AGV-2 и BHVO-2: 0.3% – для отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 0.003% – для отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$; для eNd точность составляла ± 0.5 .

Note. 1, 4 – granites, 2, 3 – leucogranites. The analyzes are given in (Korovko et al., 2019). The calculation of the primary ratio and parameter eNd of the studied rocks for age t was carried out using the values of the constants: $\lambda^{147}\text{Sm} = 6.54 \cdot 10^{-12} \text{ year}^{-1}$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.19670$ (Jacobsen, Wasserburg, 1980). In the calculations, the following values of 2σ for determining Sm-Nd data are entered, calculated from the results of regular analysis of AGV-2 and BHVO-2: 0.3% standard samples – for the $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio, 0.003% – for the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio; for eNd, the accuracy was ± 0.5 .

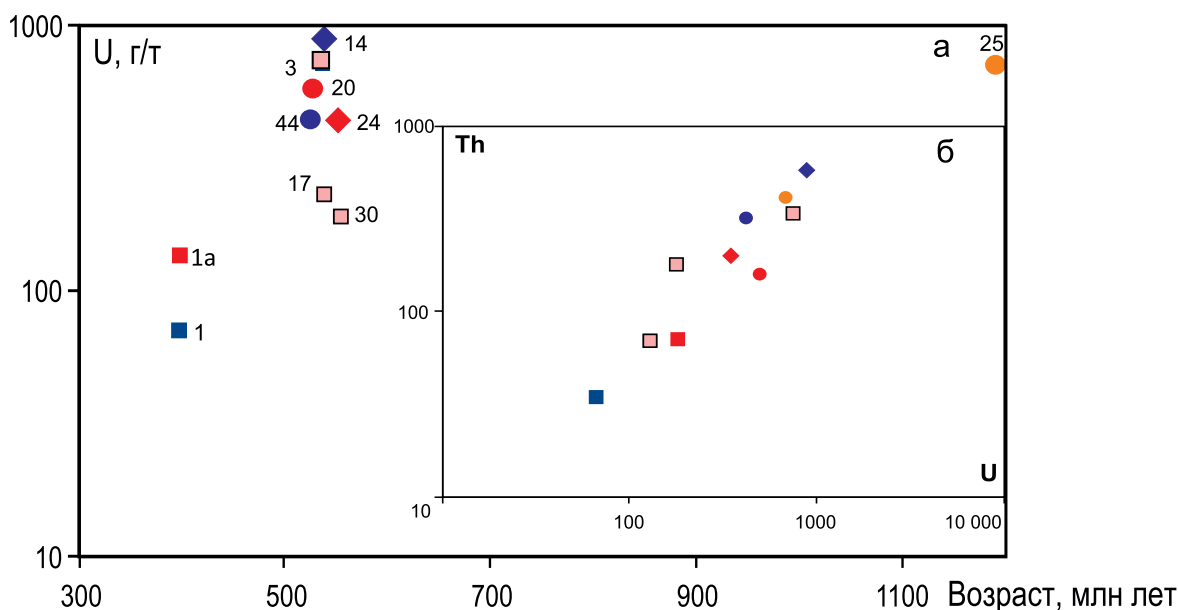


Рис. 4. Соотношения содержаний U, Th (г/т) и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста для цирконов КГК.

Номера точек на рисунке соответствуют таковым в табл. 1.

Fig. 4. Relationship between U, Th (ppm) и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age for zircons of the Krutorechensky granites.

The point numbers correspond to those in Table. 1.

характерны для “молодых” цирконов. Величины геохимически важных отношений также варьируют в широких пределах: ЛРЗЭ/ТРЗЭ – 1.1–2.7, Ce/Ce* – 0.6–28, Eu/Eu* – 0.12–1, (Yb/Gd)_n – 14–27, (Sm/La)_n – 0.87–34 (262) (см. табл. 1).

Нормированные по хондриту тренды распределения РЗЭ во всей выборке цирконов КГК и в па-

рах “центр–край” в пределах единых зерен приведены на рис. 5. “Молодые” цирконы отличаются от зерен основной выборки: они содержат менее всего ЛРЗЭ, в них минимальны величины положительной аномалии Ce, а Eu/Eu* приближается к 1. Это может указывать на их гидротермальное происхождение или кристаллизацию из позднего расплава

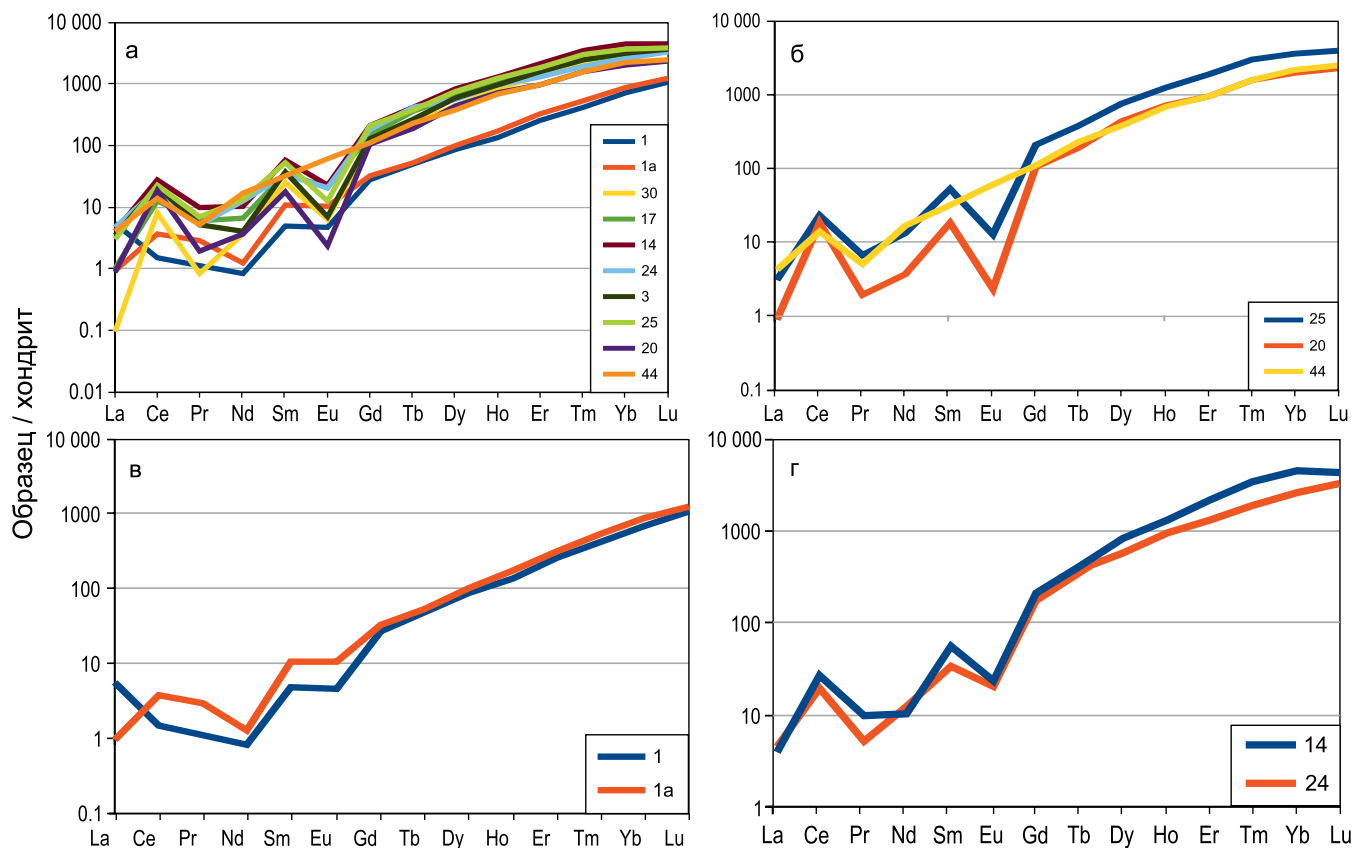


Рис. 5. Нормированные по хондриту (Sun, McDonough, 1989) содержания РЗЭ в цирконах КГК.

а – все точки измерений; б–г – пары замеров в пределах единого зерна. Номера точек соответствуют таковым в табл. 1.

Fig. 5. Chondrite-normalized (Sun, McDonough, 1989) REE-contents of zircons from the Krutorechensky complex.

а – all points of determination, б–г – pairs of measurements within a single grain. The point numbers correspond to those in Table. 1.

или флюида, уже обедненного данными компонентами (Hoskin, 2003, 2005; Каулина, 2007; и др.). Во всех парах в направлении от центра к краю прослеживается некоторое увеличение суммы РЗЭ обеих частей спектра. Причины вариаций этих величин и ряда индикаторных соотношений см. в разделе “Обсуждение результатов”.

Новые изотопные данные по гранитам КГК

Sm-Nd система в гранитах. Авторами делались неоднократные попытки получить Sm-Nd изохрому по породам КГК. Из-за близости химического состава пород выборки (небольшой разброс содержаний) либо из-за неоднократно проявленных процессов вторичных изменений четкой зависимости проследить не удалось. Тем не менее мы позволим себе привести данные по изотопному составу Sm и Nd, так как, по нашему мнению, наблюдающаяся устойчивая величина $\varepsilon_{Nd}(t)$ (около -6 , см. табл. 2) и достаточно показательный модельный возраст (1700 млн лет и более) в комплексе с дру-

гими данными могут быть использованы для реконструкции исходного состава субстрата и протолита КГК.

Lu-Hf изотопная система в цирконах. Lu-Hf изотопная система считается более устойчивой к гидротермальным процессам, чем Sm-Nd или Rb-Sr (Geisler et al, 2003; Lenting et al, 2010). Для измерения изотопного состава Hf были выбраны относительно однородные участки зерен, имеющие в СЛ-лучах серую окраску, приближенные к точкам замеров возраста и состава.

Величины первичных $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ отношений и ε_{Hf} для отдельных зерен рассчитаны на возраст по измеренному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Дискордантность возрастов для выбранных точек не превышает 5%.

Значения $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ в цирконах КГК сильно варьируют (табл. 3), но разница в параметрах согласуется с их разными возрастом и происхождением. Цирконы главной возрастной популяции (500–600 млн лет) характеризуются устойчивыми отрицательными величинами ($-6 \dots -9$), реликтовые ядра

Таблица 3. Изотопный Lu-Hf состав цирконов из гранитов КГК

Table 3. Lu-Hf isotope content of zircons from KGK granites

№ п.п.	№ точки	t, млн лет	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2SD	$\varepsilon\text{Hf}(t)$	T_{DM}	T_{DMC}
1	1	400	0.027776	0.001127	0.282979	0.000065	15.8	387	378
2	24	528	0.058306	0.001952	0.282455	0.000087	-0.3	1157	1554
3	14	530	0.059436	0.001934	0.282201	0.000094	-9.2	1517	2142
4	3	618	0.082485	0.002574	0.282176	0.000041	-8.6	1584	2193
5	17	542	0.055325	0.001954	0.282277	0.000075	-6.1	1404	1947
6	23	1221	0.026983	0.000993	0.282148	0.000029	4.0	1563	1779
7	30	578	0.049581	0.001622	0.282317	0.000058	-3.9	1336	1816
8	25	1192	0.038795	0.001150	0.282069	0.000047	0.7	1671	1974
9	20	528	0.043070	0.001740	0.282234	0.000038	-8.0	1465	2057
10	44	555	0.058278	0.002647	0.282263	0.000052	-6.7	1455	2021

Примечание. ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)_t – первичное отношение изотопов Hf, рассчитанное на $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст (t, млн лет) с использованием константы распада ^{176}Lu $\lambda = 1.867 \cdot 10^{-11}$ (Scherer et al., 2001). $\varepsilon\text{Hf}(t)$ вычислен 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 деплетированной мантии с использованием $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$; T_{DMC} – модельный возраст источника, определенный по двустадийной модели, основанной на выплавке магмы из средней континентальной коры, образованной из деплетированной мантии (Chauvel, Blicher-Toft, 2001; Griffin et al., 2002).

Note. ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)_t is the primary ratio of Hf isotopes calculated for the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age (t, Ma) using the decay constant ^{176}Lu $\lambda = 1.867 \cdot 10^{-11}$ (Scherer et al., 2001). $\varepsilon\text{Hf}(t)$ was calculated using the values for CHUR $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ (Blicher-Toft, Albarede, 1997). T_{DM} is the 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 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$; T_{DMC} is the model age of the source, calculated using a two-stage model based on the melting of magma from the middle continental crust formed from the depleted mantle (Chauvel, Blicher-Toft, 2001; Griffin et al., 2002).

(1100–1200 млн лет) имеют значения, близкие к нулю (–0.3 и +0.7), а величина $\varepsilon\text{Hf}(t)$ для “молодого” зерна находится практически на тренде DM (+15) (рис. 6).

Отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t)$ лежат в интервале 0.282124–0.28297. Двухстадийный модельный возраст T_{DM}^C , отражающий время пребывания в коре источника для выплавки гранитов, отвечает 1500–2000 млн лет. При расчете по одностадийной модели (источник – мантия) эти цифры несколько омолаживаются (от 1157 млн лет), но также существенно превышают возраст кристаллизации пороody (~542 млн лет). Отметим, что при высоких величинах $\varepsilon\text{Hf}(t)$ для “молодого” циркона, вероятно, имеет смысл пользоваться одностадийной моделью. В этом случае, с учетом погрешности, модельный возраст источника практически совпадает со временем кристаллизации этого циркона (~400 млн лет).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

О природе цирконов и валидности значений возраста пород

Для определения природы циркона используются вариации содержаний Th и U и их отношений. Величины Th/U в диапазоне от 0.32 до 0.7 отвечают магматическим разностям, а значения ни-

же 0.3–0.1 предполагают гидротермальный генезис цирконов (Rubatto, 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; Fu et al., 2009; Li et al., 2014; Zhong et al., 2018; и др.) (рис. 6–9). При этом термин “гидротермальные цирконы” условен, часто он может характеризовать не происхождение, а степень структурной упорядоченности и особенности состава цирконов (там же). Накопление новых эмпирических данных по цирконам показывает, что в объектах разного генезиса отмечаются очень широкие вариации содержаний U и Th (Pelletier et al., 2007; Каулина, 2010; Балашов, Скублов, 2011; Wang et al., 2013; и мн. др.). В случае КГК величина Th/U лежит в интервале 0.37–0.75 (единичное исключение – 0.27) и не ставит под сомнение их магматогенное происхождение, о котором свидетельствует и внешний облик большинства кристаллов. Отметим, что в цирконах КГК наблюдается тенденция к совместному уменьшению отношений Zr/Hf и Th/U от центра к краю зерен и в целом в основной популяции (600–500 млн лет) цирконов (см. табл. 1), что подтверждает предположение об их кристаллизации из эволюционирующего гранитного расплава.

Для уточнения генезиса цирконов принято использовать диаграммы Хоскина (Hoskin, 2005; Fu et al., 2009). Анализ литературных и авторских данных показывает, что поля “магматических” составов можно несколько расширить “вниз”. На рис. 7

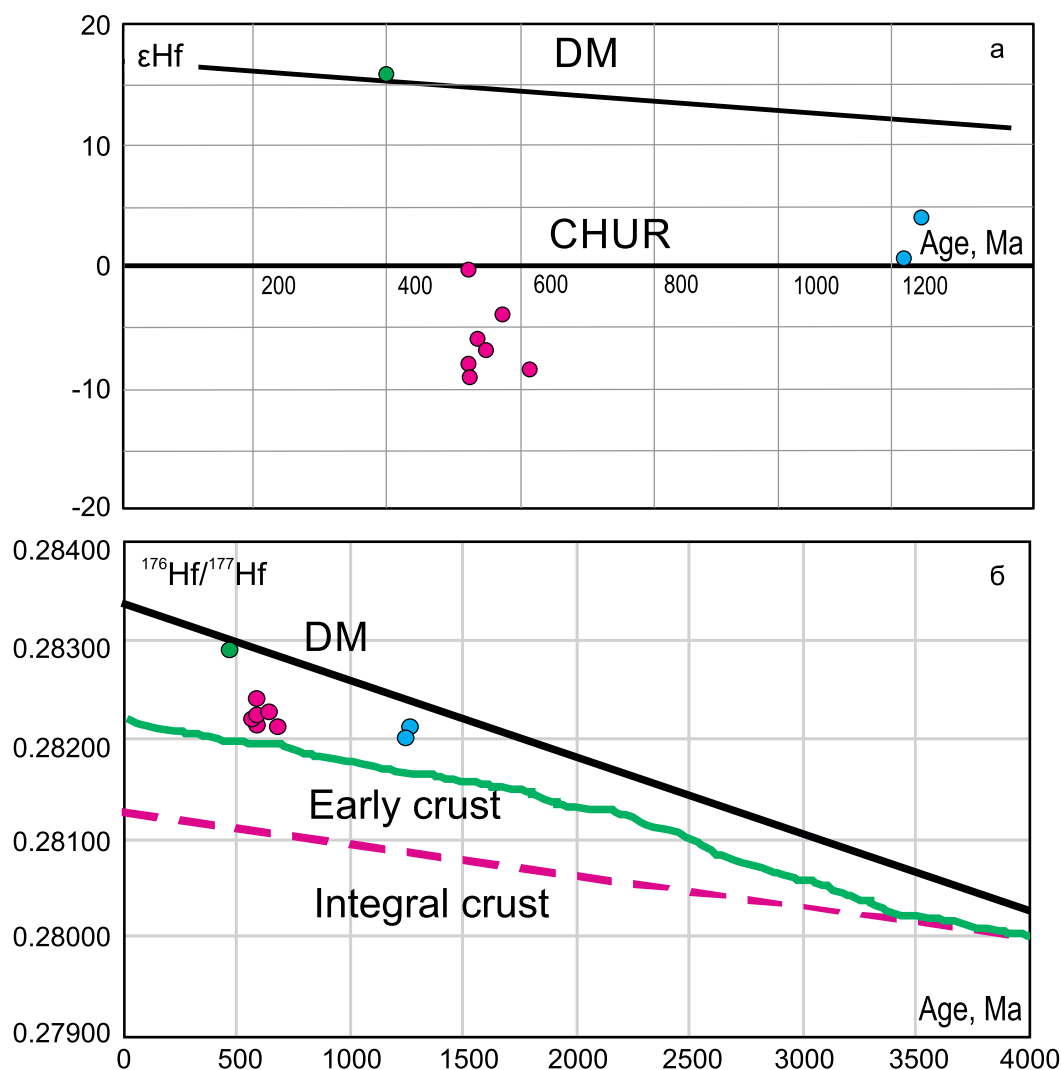


Рис. 6. Соотношения Lu-Hf изотопных параметров и $^{206}\text{Pb}/\text{U}^{238}$ возрастов в цирконах КГК по (Belousova et al, 2010).

Синие точки – древние ядра, красные – популяция, отвечающая возрасту породы, зеленая точка – молодая кайма.

Fig.6. Relationship between Lu-Hf isotope parameters and $^{206}\text{Pb}/\text{U}^{238}$ (Ma) age for zircons of the Krutorechensky granites after (Belousova et al, 2010).

Blue dots are the ancient cores, red – the population corresponding to the rock age, green dot – the young rim.

видно, что вся совокупность составов цирконов КГК образует узкое компактное поле, протягивающееся от границы поля магматических разновидностей (М) к промежуточным составам и далее почти к “гидротермальным” цирконам. Такая специфика состава цирконов КГК и их компактное и пространственно обособленное положение на диаграммах $\text{Ce}/\text{Ce}^*-(\text{Sm}/\text{La})_n$ и $(\text{Sm}/\text{La})_n-\text{La}$ (см. рис. 7) позволяют предложить выделение “диагностического контура” составов цирконов анатектического происхождения, что требует своей дальнейшей разработки и “калибровки” с учетом других объектов данного генезиса. Хорошо видно, что к полю,

указывающему на магматическое происхождение (и низкую степень изменений) цирконов, тяготеют составы точек 26, 19, 43, что согласуется и с внешним обликом цирконов и подтверждается низкими содержаниями суммы РЗЭ и высокими величинами Ce/Ce^* в них. Последнее, по мнению ряда авторов, указывает не столько на особенности окислительно-восстановительных или температурных условий, сколько на степень структурной упорядоченности цирконов (Балашов, Скублов, 2011; Trail et al., 2012; Loucks et al., 2018; и др.). Отметим, что и остальные точки с возрастом древнее 400 млн лет на диаграммах Хоскина лежат достаточно близко к

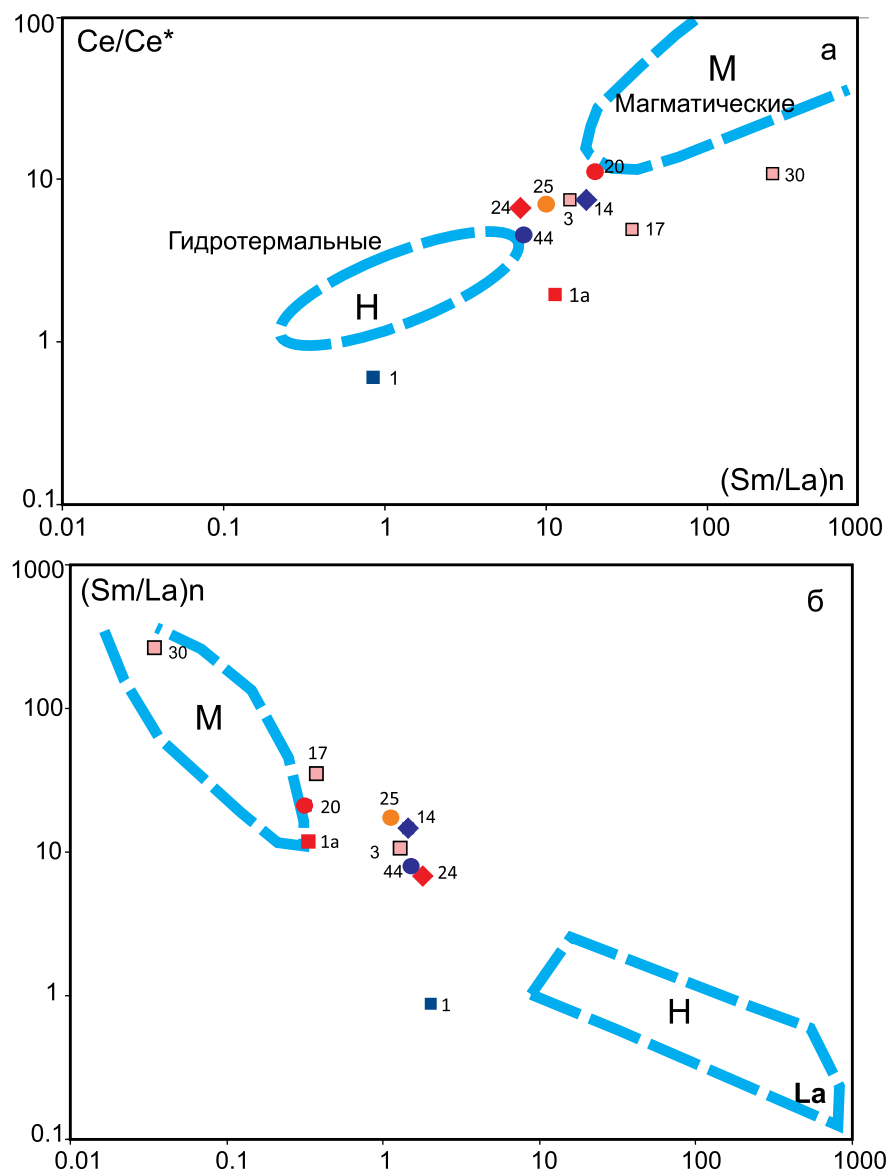


Рис. 7. Диаграммы Хоскина (Hoskin, 2005; Fu et al., 2009), определяющие генетические особенности цирконов. Номера точек соответствуют таковым в табл. 1.

Fig. 7. Genetical diagram by Hoskin (Hoskin, 2005; Fu et al., 2009) for zircons of the Krutorechensky granites. The point numbers correspond to those in Table. 1.

полю M, что указывает на невысокую степень их преобразования. Позиция точек из каймы “молодого” зерна близка к полю H, – что, скорее всего, может свидетельствовать об их кристаллизации из поздней флюидной фазы.

В наборе цирконов, образующихся из порции эволюционирующего расплава (зерна с возрастом, отвечающим возрасту кристаллизации породы), показателем степени изменения и структурной упорядоченности может служить величина суммы неформульных элементов в цирконах: ее увеличе-

ние часто указывает на наложение поздних процессов. На рис. 8 сумма неформульных элементов соотнесена с величиной аномалии церия Ce/Ce^* . Видно, что эти параметры в цирконах из указанной выборки связаны обратной зависимостью, а точки 43, 26 и 19 лежат в самой верхней части “облака”, что подтверждает их наилучшую сохранность и, значит, минимальные изменения в U-Pb системе, следовательно, валидность датировок (529, 542 и 559 млн лет). То есть состав и состояние цирконов показывают, что венд-кембрийский возраст грани-

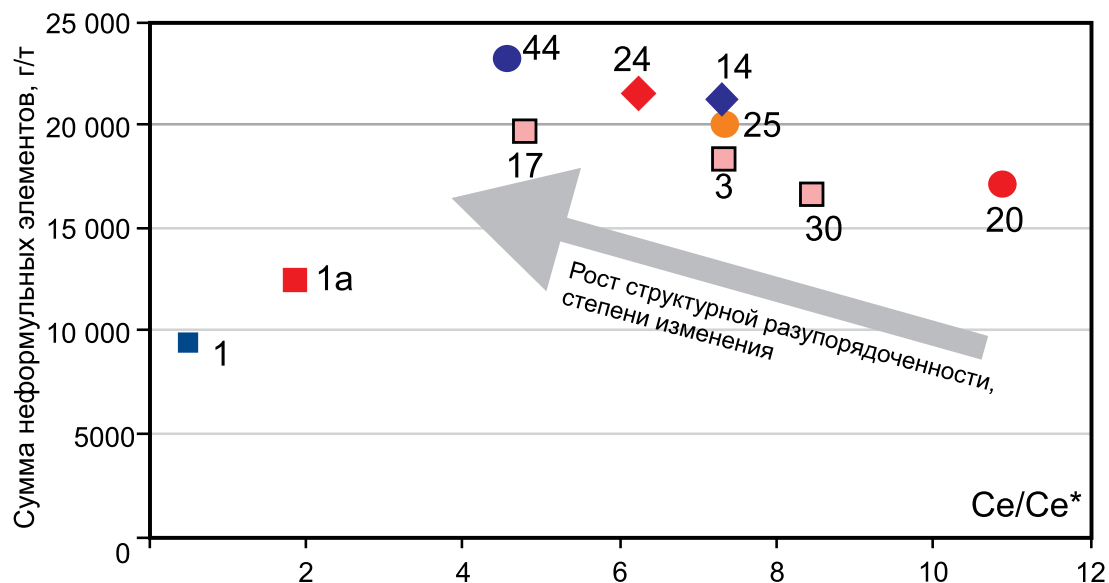


Рис. 8. Диаграмма соотношений суммы неформульных элементов (включая РЗЭ) и величины аномалии церия для цирконов КГК.

Номера точек соответствуют таковым в табл. 1.

Fig. 8. Total content of unfolmula elements vs. Ce/Ce* for zircons of the Krutorechensky granites.

The point numbers correspond to those in Table. 1.

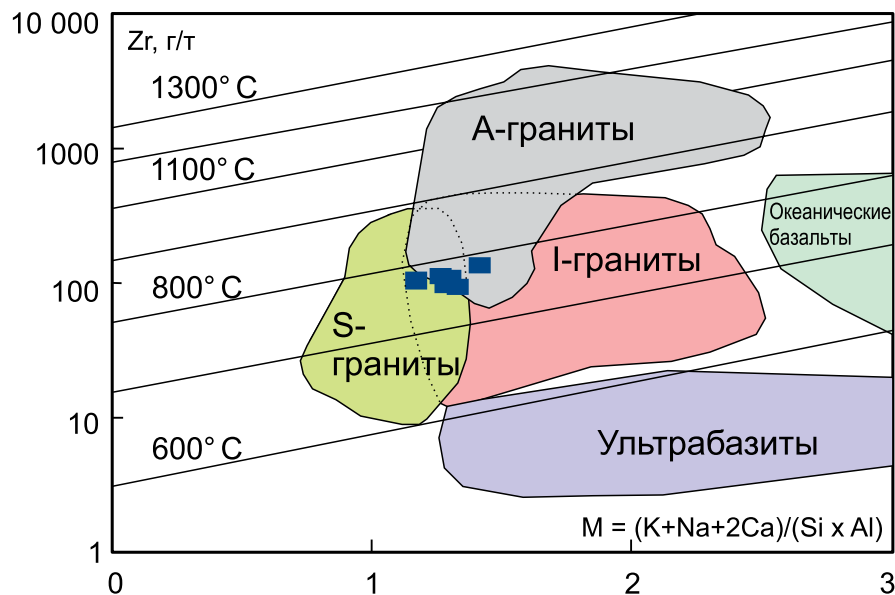


Рис. 9. Концентрации насыщения цирконием расплавов различных по составу (параметр М) и происхождению при разных температурах, по (Kostitsyn et al., 2015; Hanchar, Watson, 2003).

Квадраты – составы гранитоидов КГК.

Fig. 9. Concentrations of zirconium saturation for melts of different composition (parameter M) and origin at different temperatures, after (Kostitsyn et al., 2015; Hanchar, Watson, 2003).

Squares – compositions of KGC granitoids.

тов КГК, приводимый нами ранее (Коровко и др., 2019), можно считать доказанным.

С этой точки зрения, большая часть исследованных цирконов должна быть пригодна для расчета температур их кристаллизации. Из выборки исключены замеры с самыми высокими (50–190 г/т) содержаниями титана, которые могут быть обусловлены чужеродными причинами (см. выше). В связи с неопределенностью парагенетических соотношений циркона с минералами титана, активность последнего принята за единицу, т.е. расчетные значения температуры (см. табл. 1) являются минимально возможными и отвечают 730–800°C для главной популяции и 677–790°C – для “молодой”. В целом полученные температуры кристаллизации цирконов превышают значения температур гранитного минимума и характеризуют исследуемые кристаллы как магматические. Независимый расчет температур насыщения расплава Zr, произведенный по составу пород (Hanchar, Watson, 2003; Kostitsyn et al, 2015), дает очень близкий диапазон значений температур кристаллизации, а точки пород КГК лежат большей частью в перекрывающемся участке полей составов S- и I-гранитов (рис. 9).

Возраст и состав субстрата, геодинамическая обстановка формирования гранитов КГК

Помимо факта, указанного выше, о возрасте и составе субстрата можно судить на основе данных, полученных несколькими методами, что повышает их достоверность. Реликтовые ядра цирконов из гранитов КГК имеют возраст 1034–1221 млн лет (более полные данные см.: (Коровко и др., 2019)). Hf-модельные возрасты составляют: двустадийная модель – 1500–2142 млн лет, и одностадийная – 1157–1671. Nd-модельный возраст лежит в интервале 1780–1990 млн лет (см. табл. 3).

Ясно, что даже при определенной изменчивости изотопных систем субстрат протолита КГК является докембрийским, т.е., вероятнее всего, это вещество древних блоков, теперь слагающих кристаллический фундамент ВЕП. Это позволяет предполагать, что тектонические фрагменты, представленные гранитами КГК, были вовлечены в зону ГУР с северо-запада, поскольку для комплексов расположенной восточнее Тагильской ордовикско-девонской палеоостровной дуги возрасты кристаллического субстрата преимущественно вендские (Пучков, 2010). Отметим также, что множество датировок детритовых цирконов из метатерригенных пород Ишеримского блока лежат в интервале 1100–2100 млн лет с максимумом в мезопротерозойское время (Петров, 2020) (см. рис. 1), и древние цирконы КГК могли быть “захвачены” оттуда. Изотопно-геохронологические данные и вытекающие из них палеогеодинамические реконструкции для Ишеримского блока, приводи-

мые в работах (Петров и др., 1015; Петров, 2020), позволяют предполагать, что в конце мезопротерозоя Ишеримский блок располагался вблизи континента Балтика или являлся ее частью – входил в состав суперконтинента Родиния. О положении в структуре последнего составных частей (палеоконтинентов) существуют разные точки зрения (Evans, 2009; Кузнецов и др., 2012; Li et al., 2014; и др.). По мнению Г.А. Петрова (2020), опирающегося на реконструкции Д.В. Метелкина (Metelkin et al., 2015), возможно, “что Ишеримский блок является частью... плиты Свальбард (в состав которой входит также Шпицберген), соприкасавшейся в структуре Родинии с “гренландской” окраиной Лаврентии недалеко от “скандинавской” окраины Балтики”.

Другой (менее вероятный) вариант: мезопротерозойские цирконы унаследованы от местного, восточного источника сноса. Например, в породах Тараташского блока имеются цирконы, возрасты которых отражают их неоднократные преобразования в среднем рифее (Краснобаев и др., 2019).

Как отмечено выше, тектонический блок, сложенный гранитами КГК, чужероден к вмещающим его меланжированным породам саранхапнерской свиты Присалатимского блока (см. рис. 1, 2). По составу и возрасту граниты КГК почти идентичны венд-кембрийским гранитам Ишеримского блока (560–530 млн лет), более всего – породам Вёлсовского массива и гранит-порфирам (560 млн лет), секущим вёлсовскую свиту севернее долины р. Вагран (Петров, 2020) (см. рис. 1, 2). Формирование венд-кембрийских гранитов Северного и Приполярного Урала, по мнению В.Н. Пучкова (2018), связано с активностью мантийного диатрипа (“маньхамбовского плюма”) и под его влиянием породы приобретают двойственные геохимические характеристики, часть из которых сближает их с рифтогенными, другая – с коллизионными образованиями. Граниты КГК также имеют этот двойственный набор признаков.

Вся западная часть ГУР и ее ближайшее западное обрамление представляют собой коллаж разномасштабных террейнов, совмещенных в пространстве в результате конвергентных процессов. Поэтому теоретически блок, в пределах которого формировались граниты КГК, мог ранее находиться в пределах Ишеримской структуры, и породы КГК являются производными того же магматического импульса, что и граниты Вёлсовского и других массивов структуры. В то же время остается открытым вопрос о наличии в гранитах Вёлсовского (Мойвинского и др.) массива мезопротерозойских цирконов.

С одной стороны, как отмечает Г.А. Петров, выборки цирконов для целей датирования этих объектов были весьма ограничены по объему. По мнению авторов данной статьи, поскольку гранит-

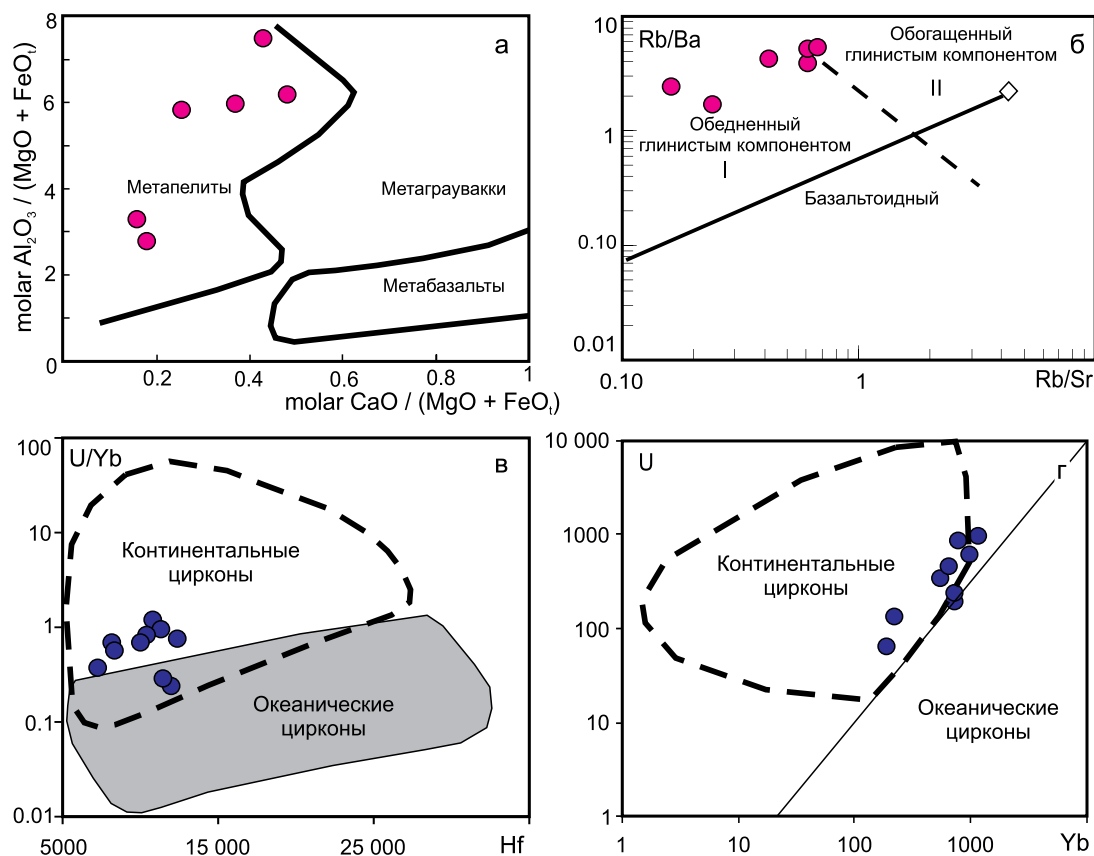


Рис. 10. Диаграммы, позволяющие определить состав субстрата для выплавления гранитоидов.

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

Fig. 10. Diagrams for determining the composition of the substrate for melting granitoids.

а, б – by the parameters of rock composition (red dots) (Altherr et al., 2000; Sylvester, 1998); в, г – by the parameters of zircon composition (blue dots) (Grimes et al., 2007).

ные массивы Ишеримской структуры имеют более крупные размеры, чем тела КГК, они остывали дольше, поэтому облик и состояние U-Pb систем древних реликтовых зерен могли необратимо измениться.

С другой стороны, по данным геологосъемочных работ, в основании Салатимской сутурной зоны (Государственная..., 2007б) присутствуют высокоглиноземистые низкокальциевые метаосадочные породы фундамента ВЕК, которые также могли служить протолитом для гранитоидов КГК.

Можно предложить и более простое объяснение наличия восточнее Ишеримской структуры в зоне ГУР венд-кембрийских гранитов с реликтами древних цирконов. В южной части Ишеримского блока и в Хозатумпском блоке к ЮВ от него, куда входит район наших работ, распространены в виде тектонических фрагментов рифейские (ишеримская и велсовская свиты) и кембрий-ордовикские (?) (саранхапнерская свита) метаосадки, близ-

кие по литологии и химическому составу, но фаунистически не охарактеризованные, в разрезах которых представлены и аркозовые метапесчаники и кварциты (Государственная..., 2007а; Петров, 2020). Здесь деление пород на свиты, по нашему мнению, в связи с ограниченностью данных, сложностью строения разрезов и интенсивными динамотермальными преобразованиями недостаточно обосновано. Конечно, имеется ряд фаунистических находок и наборы возрастов детритовых цирконов в базальных уровнях всех частей границы Урала с ВЕП (Маслов и др., 2018); это касается и упомянутых выше свит. Но для них “классические” разрезы с обоснованием возраста располагаются существенно севернее. Там среднерифейский возраст ишеримской свиты обоснован датировками детритовых цирконов (U-Pb) и Sm-Nd возрастом долитов из силлов, залегающих среди кварцитопесчаников. Отметим, что в наборе цирконов имеются древние зерна с возрастaми 2.15–(1.83–2.0) млрд

лет и отсутствуют цирконы моложе 900 млн лет (Петров и др., 2015; Петров, 2020).

Возраст же саранхапнерской свиты был принят на основании предполагаемого сходства ее литологического состава и положения в разрезе с фаунистически охарактеризованной тельпосской свитой, где в филлитах были определены трилобиты $\text{Є}_3\text{--O}_1$ возраста (Государственная..., 2007а, б). Детритовые цирконы из аркозовых песчаников этой свиты (на Приполярном Урале) имеют возрасты от 2800–1142 до 560–510 млн лет (Петров, 2020), т. е. содержат имеются и венд-кембрийские разновидности. Это позволяет предполагать, что во время формирования саранхапнерской свиты в верхнем кембрии протерозойские образования Ишеримской структуры и локализованные среди них гранитоиды венда-кембрия типа КГК были выведены на уровень эрозионного среза и интенсивно разрушались. Относительно быстрое выведение ее на поверхность может говорить о масштабных активных тектонических (конвергентных?) процессах того времени.

Наличие тектонических “отторженцев” гранитоидов венда-кембрия типа КГК, обладающих повышенной механической устойчивостью, в псевдостратифицированном разрезе полимиктового тектонического меланжа Присалатимской зоны позволяет предполагать два основных варианта их присутствия: 1) как крупных олистолитов в осадочном микстите, локально формирующемся в верхнем кембрии–раннем ордовике по периметру эродированного Ишеримского “блока”; 2) как наиболее сохранившихся тектонических фрагментов кристаллического доордовикского фундамента, перемещенных (“вынесенных” и по восстанию, и по простиранию) в ордовикско-девонский островодужный период развития ГУР.

Отметим также, что проба из образований саранхапнерской свиты, для цирконов из которой были определены вендские возрасты, была отобрана на значительном удалении от крутореченского пакета (см. Π_2 на рис. 2), из пород иной литологии. Поэтому можно допустить, что породы, принимаемые на нашей площади за саранхапнерскую свиту, могут здесь оказаться среднерифейскими и относиться к ишеримской свите. В таком случае, крутореченский пакет, в том числе и гранитоиды, следует включать в контуры Ишеримского (Вишерско-Кутимского) антиклинория (структуры), т. е. расширить юго-восточную границу последнего на юго-восток. В целом строение (в том числе и зональное) и история формирования Присалатимской зоны в районе долины р. Вагран требуют дальнейших исследований.

Возвращаясь к генерациям цирконов КГК, отметим, что ксеногенная природа древних ядер подтверждается обособленной позицией точек их составов на диаграммах, характеризующих состоя-

ние Lu-Hf системы. Характерная для них величина $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ – около 0, может указывать на смешанный состав их источника, в отличие от более контрастных позиций точек составов остальных цирконов (см. рис. 6). Если считать эти цирконы заимствованными из пород ишеримской свиты, то в ее составе (и составе источника сноса) имеется не только коровый материал, но и океанические породы, отвечающие производным в разной степени деплетированной мантии (Петров, 2020).

О доминирующей роли корового материала в субстрате популяции цирконов, отвечающей возрасту пород, свидетельствуют негативные величины $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ (–6...–9), лежащие ниже линии CHUR и близкие к тренду ранней коры, а также отрицательные значения $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ (≈ -6) в самих породах. По предварительным данным авторов, граниты КГК имеют также высокое первичное отношение изотопов Sr (0.796943). Кроме того, составы цирконов из пород КГК по соотношению индикаторных компонентов (U, Y, Yb, Hf) также попадают в область “континентальных” цирконов (см. рис. 10в, г). Расчетные параметры состава самих гранитов (см. рис. 10а, б) указывают на существенно граувакковый источник, с небольшой долей пелитового вещества в субстрате. Применение критерия граничных содержаний ряда микроэлементов в цирконах (по (Belousova et al, 2002)) показывает, что субстрат имеет кислый состав (породы с $\text{SiO}_2 = 70\text{--}75\%$). Резко сиалический состав субстрата ($(^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr})_i = 0.71\text{--}0.75$) характерен для венд-кембрийских гранитов Приполярного Урала и Ишеримского блока (по (Довжикова, 2005; Гранитоидные комплексы..., 2002)).

“Молодые” цирконы (400 млн лет) по морфологии, особенностям состава, параметрам Lu-Hf системы (высокое отношение изотопов Hf и $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = +15$) резко отличаются от остальных. По критериям Е.А. Белоусовой, источником расплава/флюида для их формирования были мантийные породы основного состава. Популяция цирконов такого возраста в гранитах КГК довольно многочисленна. Полная выборка представлена в (Коровко и др., 2019), где видно, что во многих зернах прослеживаются округлые частично растворенные ядра (с возрастом около 540 млн лет и древнее), хотя есть и самостоятельные зерна. По данным Т.В. Каулиной (2010) наиболее очевидным источником нового циркона в метаморфизованных породах является уже существующий циркон, при парциальном плавлении которого под действием флюидной фазы формируется новая генерация. В нашем случае возраст тектонотермальной активности, инициирующей ее образование, около 400 млн лет (нижний девон), что может быть связано с этапом проявления в регионе девонского субдукционного магматизма.

В конце ордовика–начале девона развивался Уральский палеоокеан, активно шел процесс спре-

динга и наращивания океанической коры, но близлежащая Тагильская дуга столкнулась с пассивной окраиной ВЕП только в конце девона–начале карбона (Пучков, 2010). Наряду с этим предполагается, что в девоне под краем ВЕП имела место плюмовая активность (Puchkov et al., 2016). Кристаллизация “молодых” цирконов (с “гидротермальными” характеристиками) могла происходить под влиянием флюидной фазы, продуцированной плюмом и имеющей иной уровень насыщения микроэлементами, чем в случае кристаллизации более древних цирконов из гранитного расплава. Тогда 400 млн лет – это возраст плюмового события. “Мантийные” метки ($\epsilon\text{Nd}(t) = +15$) этих молодых цирконов могут отражать глубинный уровень генерации мантийного диапира, а отсутствие контаминации коровым материалом могло иметь место из-за небольшого объема флюида и кратковременности процесса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Морфология и геохимические особенности главной популяции цирконов из гранитов крутореченского комплекса указывают на их магматическое происхождение и относительную структурную упорядоченность, что позволяет считать валидным полученный ранее (Коровко и др., 2019) венд-раннекембрийский (с учетом погрешности) возраст – 542 ± 15 млн лет, отвечающий времени кристаллизации породы.

2. Древние ядра (1034–1221 млн лет), присутствующие в более молодых разностях, скорее всего, заимствованы из пород ишеримской свиты. Источником сноса для последней могли быть породы фундамента ВЕП.

3. Цирконы самой молодой популяции (около 400 млн лет) по составу резко отличаются от более древних, условно отвечают “гидротермальным” разностям и могли быть образованы за счет уже существующих зерен под действием флюидной фазы, генерированной, возможно, под влиянием мантийного диапира.

4. Субстрат для выплавления гранитов КГК был существенно коровым, что подтверждается особенностями состава пород, индикаторными отношениями ряда микроэлементов в цирконах и параметрами трех независимых изотопных систем: $\epsilon\text{Nd}(t) \approx -6$, $\epsilon\text{Hf}(t) = 6 \dots -9$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.796943$. По составу породы протолита могли быть песчаниками с небольшой примесью пелитового материала.

5. Отмечено, что в отношении определения объема, границ и возраста саранхапнерской свиты в рамках Крутореченского пакета Присалатимской зоны и, соответственно, восточной границы Ишеримского блока имеется ряд вопросов, для разрешения которых требуются дополнительные исследования.

Благодарности

Авторы искренне благодарны сотрудникам ЦКП “Геоаналитик” – Н.Г. Солошенко, М.В. Червяковской и В.С. Червяковскому за оперативное выполнение аналитических процедур и консультации при обработке изотопных данных, а также С.В. Прибавкину и А.А. Краснобаеву (ИГГ УрО РАН) за ценные замечания при обсуждении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балашов Ю.А., Скублов С.Г. (2011) Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов. *Геохимия*, **6**, 622–633. <https://doi.org/10.1134/S0016702911040033>
- Государственная геологическая карта Российской Федерации (2007а) Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист Р-40 (Североуральск). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 332 с.
- Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000 (2007б) Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист Р-О-XXXVI (Североуральск). Объяснительная записка. Под ред. В.В. Шалагинова. Составили Г.А. Петров, Г.А. Ильясова, Н.И. Тристан и др. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 408 с.
- Гранитоидные комплексы Ляпинско-Кутимского мегантиклинория (2002). И.И. Чайковский Отчет по НИС, Гос. рег. № 48-02-19/2. Пермь: ПГУ, 227 с. (фондовые материалы)
- Довжикова Е.А. (2005) Позднекембрийский магматизм Припечорской зоны разломов (центральной части Печорской плиты). Дисс... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар, 115 с.
- Каулина Т.В. (2010) Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты, ИЗД144 с.
- Коровко А.В., Бородин Н.С., Солошенко Н.Г., Стрелецкая М.В., Вишнякова М.Д. (2017а) О возрасте Крив-Вагранского сиенитового массива (Салатимская зона смятия, Северный Урал). Чтения памяти П.Н. Чирвинского, (20). Пермь: ПГУ, 120–126.
- Коровко А.В., Шардакова Г.Ю., Хубанов В.Б. (2019) Венд-раннекембрийские граниты крутореченского комплекса (Присалатимская зона, Северный Урал): возраст протолита, геодинамические условия образования и преобразования. *Геодинамика и тектонофизика*, **10** (4), 863–878. <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-4-0446>
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. (2019) Природа цирконовой кластики в песчаниках рифея и венда Южного Урала. *Георесурсы*, **21**(1), 15–25. <https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.15-25>
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Меерс Дж. (2012) Возраст детритных цирконов из Ашинской серии Южного Урала – подтверждение пространственной сопряженности уральского края Балтики и Квинслендского края Австралии в структуре Родинии (“Australia upside down conception”). *Литосфера*, **4**, 59–77.
- Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия) (2009) СПб.: ВСЕГЕИ, 250 с.
- Маслов А.В., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л. (2018) Ранние этапы эволюции уралит: U-Pb систематика обло-

- мочных цирконов из пород рифтогенных ассоциаций. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **26**(2), 3-20. DOI: 10.7868/S0869592X18020011
- Петров Г.А. (2007) Условия формирования комплексов зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале. Екатеринбург: Изд-во УГА, 181 с.
- Петров Г.А. (2020). Докембрийские комплексы Ишеримского антиклинория (Северный Урал): стратиграфия, магматизм, метаморфизм, металлогения. Екатеринбург: УрО РАН, 176 с.
- Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. (2005) Допалеозойские магматические комплексы Кваркушско-Каменногорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике. *Литосфера*, **4**, 42-69.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Тристан Н.И., Гердес А., Маслов А.В. (2014) Новые данные о составе и возрасте гранитов Ишеримского антиклинория и положение границы тиманид на Северном Урале. *Докл. АН*, **459** (6), 721-725. DOI: 10.7868/S0869565214360201
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Тристан Н.И., Гердес А., Маслов А.В. (2015) Первые результаты U-Pb (LA-ICP-MS)-датирования обломочных цирконов из метапесчаников Ишеримского антиклинория (Северный Урал). *Докл. АН*, **464**(5), 589-593. DOI: 10.7868/S086956521529023X
- 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
- Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. (2016) U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-Mz магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными. *Геология и геофизика*, **57**(1), 241-258. DOI: 10.15372/GiG20160113
- 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. DOI: 10.4236/ojped.2015.52023 2 654
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 602-622. DOI 10.1007/s00410-002-0364-7
- Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. (2010) The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. // *Lithos*, **119**(3-4), 457-466. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.024
- Blichert-Toft J., Albarède F. (1997) The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **148** (1), 243-258. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00040-X
- 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
- Evans D.A.D. (2009) The palaeomagnetically viable, long-lived and all-inclusive Rodinia supercontinent reconstruction. (Eds J.B. Murphy, J.D. Kepple, A.J. Hynes). *Ancient Orogens and Modern Analogues. Geol. Soc., London. Spec. Publ.*, **327**, 371-404. https://doi.org/10.1144/SP 327
- 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
- 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.
- 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
- 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. *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**(1), 89-112. https://doi.org/10.2113/0530089
- Harrison T.M., Schmitt A.K. (2007) High sensitivity mapping of Ti distributions in Hadean zircons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **261**, 9-19. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.016
- 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.
- Hoskin P.W.O., Ireland T.R. (2000) Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, **28**, 627-630.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin (Eds.), *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 7-62.
- Jacobsen S., Wasserburg G.J. (1980) Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**, 139-155.
- 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. Mineral.*, **95**(8-9), 1343-1348. https://doi.org/10.2138/am.2010.3521
- Li H., Watanabe K., Yonezu K. (2014) Zircon Morphology, Geochronology and Trace Element Geochemistry of the Granites from the Huangshaping Polymetallic Deposit, South China: Implications for the Magmatic Evolution

- and Mineralization Processes. *Ore Geol. Rev.* **60**, 14-35. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.009>
- 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.org/00410-018-1529-3
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu. (2015) Arctida between Rodinia and Pangea. *Precamb. Res.*, **259**, 114-129. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2014.09.013> 0301-9268
- Pelletier E., Cheilletz A., Gasquet D., Mouttaqi A., An-nich 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. (2016) Relationship between plume and plate tectonics. *Geotectonics*, **50** (4), 425-438. <https://doi.org/10.1134/S0016852116040075>
- 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)
- Scherer E., Munker C., Mezger K. (2001) Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, **293**, 683–687. <https://doi.org/10.1126/science.1061372>
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in Ocean Basins*. (Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry). *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, **42**, 313-345.
- Sylvester P.J. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, **45**, 29-44.
- 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.
- 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., 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>
- Zhong S., Feng C., Seltnann 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>
- (6), 622-633. (In Russian) <https://doi.org/10.1134/S0016702911040033>
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 602-622. DOI 10.1007/s00410-002-0364-7
- Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. (2010) The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, **119**(3-4), 457-466. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.024>
- Blichert-Toft J., Albarède F. (1997) The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth Plane. Sci. Lett.*, **148** (1), 243-258. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00040-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00040-X)
- 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)
- Dovzhikova E.A. (2005) *Pozdnedokembriiskii magmatizm Pripechorskoi zony razlomov (tsentral'noi chasti Pechorskoi plity)*. Diss.... kand. geol.-min. nauk [Late Precambrian magmatism of the Pripechora fault zone (central part of the Pechora plate). Cand. geol. and min. sci. diss]. Syktyvkar, 115 p. (In Russian)
- Evans D.A.D. (2009) The palaeomagnetically viable, long-lived and all-inclusive Rodinia supercontinent reconstruction. (Eds J.B. Murphy, J.D. Keeple, A.J. Hynes). *Ancient Orogens and Modern Analogues. Geol. Soc., London. Spec. Publ.*, **327**, 371-404. <https://doi.org/10.1144/SP 327>
- 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>
- 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>
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Ural'skaya seriya. List R-40 (Severoural'sk). Ob'yasnitel'naya zapiska [State Geological Map of the Russian Federation Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Ural series, Sheet P-40 (Severoural'sk). Explanatory letter]. (2007a) St.-Petersburg, Kartfabrika VSEGEI Publ., 332 p. (In Russian)
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF masshtaba 1 : 200 000. Izdanie vtoroe. Seriya Sredneural'skaya. List R-O-XXXVI (Severoural'sk). Ob'yasnitel'naya zapiska. Pod red. V.V. Shalaginova. Sostavili: G.A. Petrov, G.A. Ilyasova, N.I. Tristan [State geological map of the Russian Federation, scale 1 : 200 000 Second edition. Sredneural'skaya series. Sheet P-O-XXXVI (Severoural'sk). Explanatory letter. Ed. V.V. Shalaginov. Compiled by G.A. Petrov, G.A. Ilyasova, N.I. Tristan et al]. (2007b). St.Petersburg, Kartfabrika VSEGEI Publ., 408 p. (In Russian)

REFERENCES

- 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. DOI: 10.4236/ojped.2015.52023 2 654
- Balashov Yu.A., Skublov S.G. Contrast of geochemistry of magmatic and secondary zircons. *Geokhimiya*,

- Granitoidnye komplekxy Lyapinsko-Kutimskogo megantiklinoriya* (2002) [Granitoid complexes Lyapino-Kutim Megantyclinorium]. Sci. Report I.I. Chaikovskii. St.Registr. No. 48-02-19/2. Perm, PGU, 227 p. (In Russian, unpublished)
- 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
- 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. *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**(1), 89-112. https://doi.org/10.2113/0530089
- Harrison T.M., Schmitt A.K. (2007) High sensitivity mapping of Ti distributions in Hadean zircons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **261**, 9-19. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.016
- 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.
- Hoskin P.W.O., Ireland T.R. (2000) Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, **28**, 627-630.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin (Eds.), *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 7-62.
- Jacobsen S., Wasserburg G. J. (1980) Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**, 139-155.
- Kaulina T.V. (2010) *Образование и преобразование тсиркона в полиметаморфических комплексах* [Formation and transformation of zircon in polymetamorphic complexes]. Apatity, 144 p. (In Russian)
- Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Tsygankov A.A. (2016) U-Pb isotope Dating of zircons from Pz₃-Mz magmatic complexes of Transbaikalia by magnetic sector mass spectrometry with laser sampling: procedure for determination and comparison with SHRIMP data. *Geol. Geofiz.*, **57**(1), 241-258. (In Russian) DOI: 10.15372/GiG20160113
- Korovko A.V., Borodina N.S., Soloshenko N.G., Streletskaya M.V., Vishnyakova M.D. (2017a) On the age of the Kriv-Vagran syenite massif (Salatim zone of crumpling, Northern Urals). *Chteniya pamyati P.N. Chirvinskogo* (20) [Readings in memory of P.N. Chirvinsky, (20)], Perm, Perm Stat Univ. Publ., 120-126. (In Russian)
- Korovko A.V., Shardakova G.Yu., Khubanov V.B. (2019) Vendian-Early Cambrian granites of the Krutorechensky complex (Prisalatimskaya zone, Northern Urals): age of the protolith, geodynamic conditions of formation and transformation. *Geodynamics Tectonophysics*, **10**(4), 863-878. (In Russian) https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-4-0446
- 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
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2019) Nature of zircon clusters in the Riphean and Vendian sandstones of the southern Urals. *Georesources*, **21**(1), 15-25. https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.15-25. (In Russian)
- Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Shatsillo A.V., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Meyer J. (2012) The age of detritus zircons from the Asha series of the Southern Urals is a confirmation of the spatial conjugation of the Ural region of the Baltic and the Queensland region of Australia in the structure of Rodinia ("Australia upside down concept"). *Lithosphere*, (4), 59-77. (In Russian)
- Legenda Ural'skoi serii listov Gosgeol'karty-1000/3 (aktualizirovannaya versiya)* [Legend of State Geological map 1000/3 (Uralian series of sheets, topical version)]. St.-Petersburg, VSEGEI Publ., 230 p. (In Russian)
- 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. Mineral.*, **95**(8-9), 1343-1348. https://doi.org/10.2138/am.2010.3521
- Li H., Watanabe K., Yonezu K. (2014) Zircon Morphology, Geochronology and Trace Element Geochemistry of the Granites from the Huangshaping Polymetallic Deposit, South China: Implications for the Magmatic Evolution and Mineralization Processes. *Ore Geol. Rev.* **60**, 14-35. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.009
- 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: org/00410-018-1529-3
- Maslov A.V., Petrov G.A., Ronkin Yu.L. (2018) Early stages of uralides evolution: U-Pb systematics of detrital zircons from rocks of rift associations. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **26**(2), 3-20. (In Russian) DOI: 10.7868/S0869592X18020011
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu. (2015) Arctida between Rodinia and Pangea. *Precamb. Res.*, **259**, 114-129. http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2014.09.013 0301-9268
- Pelletier E., Cheilletz A., Gasquet D., Mouttaqi A., Annich 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
- Petrov G.A. (2007) *Usloviya formirovaniya kompleksov zony Glavnogo Ural'skogo razloma na Severnom Urale*. [Condition for the Main Uralian Fault zone complexes formation in the Northern Urals]. Ekaterinburg, UGGA Publ., 181 p. (In Russian)
- Petrov G.A. (2020). *Dokembriyskie kompleksy Isherimskogo antiklinoriya (Severnyi Ural): stratigrafiya, magmatizm, metamorfizm, metallogeniya* [Precambrian complexes of the Isherim anticlinorium (Northern Urals): stratigraphy, magmatism, metamorphism, metallogeny] Ekaterinburg, UB RAS, 176 p. (In Russian)
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Tristan N.I., Gerdes A., Maslov A.V. (2014) New data on the composition and age of granites of the Isherim anticlinorium and the position of the Timanid boundary in the Northern Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **459** (6), 721-725. (In Russian) DOI: 10.7868/S0869565214360201

- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Tristan N.I., Gerdes A., Maslov A.V. (2015) First results of U-Pb (LA-ICP-MS) dating of detrital zircons from metasandstones of the Isherim anticlinorium (Northern Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **464**(5), 589-593. (In Russian) DOI: 10.7868 / S086956521529023X
- Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priural'ya (actual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* [A Geology of the Urals and the Cis-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2016) Relationship between plume and plate tectonics. *Geotectonics*, **50** (4), 425-438. <https://doi.org/10.1134/S0016852116040075>
- Puchkov V.N. (2018) Plum-dependent granite-ryolite magmatism. *Lithosfera*, **18**(5), 692-705. (In Russian) DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-692-705
- 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)
- Scherer E., Munker C., Mezger K. (2001) Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, **293**, 683-687. <https://doi.org/10.1126/science.1061372>
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in Ocean Basins*. (Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry). Geol. Soc. Spec. Publ. London, **42**, 313-345
- Sylvester P.J. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, **45**, 29-44.
- 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.
- 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., 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>
- 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>