

U–Pb-ВОЗРАСТ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Hf ЦИРКОНОВ ИЛЬМЕНО-ВИШНЕВОГОРСКОГО ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА (РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТОДОМ LA-ICP MS)

© 2014 г. И. Л. Недосекова, Е. А. Белоусова*

Методы локального анализа при исследовании изотопного состава и изоморфных примесей в цирконе сделали этот минерал широко используемым инструментом не только для датирования пород и минералов, но и для решения вопроса о происхождении, источниках вещества и геохимической эволюции пород. Наряду с морфологическими особенностями и катодоллюминесцентными свойствами циркона, для решения этих задач теперь могут быть использованы также результаты исследования U–Th–Pb- и Lu–Hf-изотопных систем.

Нами был изучен методом лазерной абляции (LA-ICP MS) изотопный состав Hf в комбинации с U–Pb-возрастом в цирконах Ильмено-Вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса (ИВК).

Ильмено-Вишневогорский щелочно-карбонатитовый комплекс, сложенный плюмазитовыми нефелиновыми сиенитами (миаскитами), фенитами, сиенитами, миаскит-пегматитами и карбонатитами с REE–Zr–Nb-минерализацией, расположен на Южном Урале в осевой части Сысертско-Ильменогорского антиклинория. ИВК состоит из двух интрузивных массивов миаскитов – Вишневогорского и Ильменогорского, соединенных Центральной щелочной полосой, сложенной фенитами, мелкими телами миаскитов и карбонатитами. Широко развиты щелочные (нефелин-микроклиновые) пегматиты, встречающиеся как в эндо-, так и в экзоконтактах миаскитовых массивов. Карбонатиты залегают преимущественно в апикальной части Вишневогорского интрузива миаскитов, широко распространены в породах Центральной щелочной полосы, встречаются в корневой части миаскитовых интрузивов, а также в их экзоконтактовом ореоле.

Нефелиновые сиениты ИВК представлены миаскитами (плюмазитовыми разностями с $K_{\text{агп}} = 0.83–0.95$), для которых, в отличие от агпаитовых магм с $K_{\text{агп}} > 1$, требуется менее чем 100 г/т циркония для насыщения расплава и кристаллизации циркона [9]. Это приводит к тому, что в ИВК циркон является основным концентратом циркония и присутствует во всех разновидностях пород – миаскитах, миаскит-пегматитах, карбонатитах и др.

Нами были изучены цирконы ранних и поздних карбонатитов (обр. 354 – севит I, корневая часть

Вишневогорского массива; обр. 331 – севит II, апикальная часть Вишневогорского массива), миаскитов апикальной части Вишневогорского массива, миаскитов Ильменогорского массива (обр. Vnp-1, Vnp-2 – Вишневогорский массив; обр. И-23 – Ильменогорский массив), а также циркон из миаскит-пегматитов (обор. Kgv-5 – жила 5, Вишневогорский массив).

Исследования Lu–Hf- и U–Pb-изотопных систем в цирконах ИВК методом лазерной абляции были проведены нами в Национальном центре CCFS GEMOC (Университет Макуори, г. Сидней, Австралия). Для анализа изотопного состава Hf использован ультрафиолетовый лазер UP213 New Wave Merchantek в комплексе с мультиколлекторным MC-ICP MS Nu-Plasma. Для U–Pb-датирования применялся ультрафиолетовый лазер UP266 New Wave / Merchantek в комплекте с Agilent 7000 ICP MS. Время абляции составляло 100–120 с при диаметре лазерного пучка 30–50 мкм, глубина кратера достигала 40–60 мкм. Ошибка определения отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ составляет ± 0.00002 (2σ), что эквивалентно $\pm 0.7 \varepsilon_{\text{Hf}}$. Методика U–Pb-датирования и определения изотопного состава Hf-цирконов были детально описаны ранее [6].

В миаскитах и карбонатитах ИВК установлено несколько морфологических типов циркона: призматические кристаллы и ксеноморфные зерна, которые обычно образуются на раннемагматической стадии кристаллизации массивов нефелиновых сиенитов, а также дипирамидальные, со слабообразованными гранями призмы, кристаллы позднемагматического и пневматолитового этапа [8]. Значительное количество зерен циркона представлено субидiomорфными округлыми кристаллами, формирование которых предположительно связано с метаморфическим этапом становления ИВК.

Исследованные нами ранние генерации циркона I (рис. 1а–г) представляют собой буроватые, слабопрозрачные зерна со слабым или полным отсутствием свечения в монохромной катодоллюминесценции (CL), что связано, вероятно, с высоким содержанием элементов-примесей и в первую очередь U. Они образуют призматические кристаллы (иногда с гранями дипирамиды), а также ксено-

* GEMOC ARC National Key Centre, Университет Макуори, г. Сидней, Австралия.

морфные зерна. Среди них встречаются кристаллы циркона с отчетливо выраженной осцилляторной зональностью, которые, возможно, представляют собой наиболее ранние стадии кристаллизации щелочно-карбонатитовой магматической системы.

Значительная часть изученных нами зерен цирконов представлена более поздними генерациями – цирконом II (рис. 1д–з), который образует светло-коричневые дипирамидальные кристаллы и зерна неправильной формы, что может свидетельствовать об их росте из остаточного флюидонасыщенного расплава. Циркон II имеет светло-серый оттенок в CL. В кристаллах циркона II наблюдаются реликты циркона I, иногда со следами растворения и эмульсионного распада. Образование циркона II, вероятно, связано с заключительным этапом кристаллизации щелочно-карбонатитового расплава.

Кроме того, во всех породах комплекса устанавливается новообразованный “метаморфогенный” циркон, который формирует обрастания на ранних генерациях циркона I, II (циркон IV) (рис. 1н, о) и образует самостоятельные зерна, иногда с многочисленными гранями, типичными для цирконов метаморфического происхождения (рис. 1п, р), а также кристаллы округлой формы (циркон III) (рис. 1и–м). Кристаллы циркона III прозрачные, имеют однородную поверхность в BSE и светлые тона CL.

U–Pb-ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ И ВОЗРАСТ ИВК

Ранее проведенное U–Pb-датирование цирконов ИВК классическим U–Pb-методом изотопного разбавления [5, 7], а также локальными методами анализа (ионный микрозонд SHRIMP II) [1–3] выявило несколько возрастных кластеров, соответствующих разным этапам цирконообразования в ИВК. В связи с этим результаты датирования ИВК до сих пор продолжают оставаться предметом дискуссий.

Необходимо отметить, что сложность датирования ИВК определяется специфическим положением ИВК в зоне коллизионного сдвига и связанного с коллизионными процессами метаморфизма, в результате которого произошло частичное нарушение изотопных систем ИВК и перераспределение химических элементов в минералах в соответствии с новыми термодинамическими условиями. Тем не менее можно констатировать, что в породах ИВК сохранились зерна цирконов и неизменные участки циркона, которые имеют ненарушенные изотопные системы (с дискордантностью $D < 5\%$) и позволяют получить корректный U–Pb-возраст.

Результаты U–Pb-датирования цирконов карбонатитов ИВК представлены на рис. 2. Ранние генерации циркона I и II с ненарушенными изотопными системами имеют индивидуальный U–Pb-возраст зерен в интервале 410–428 млн лет и образуют конкордантные кластеры. Конкордантный возраст цир-

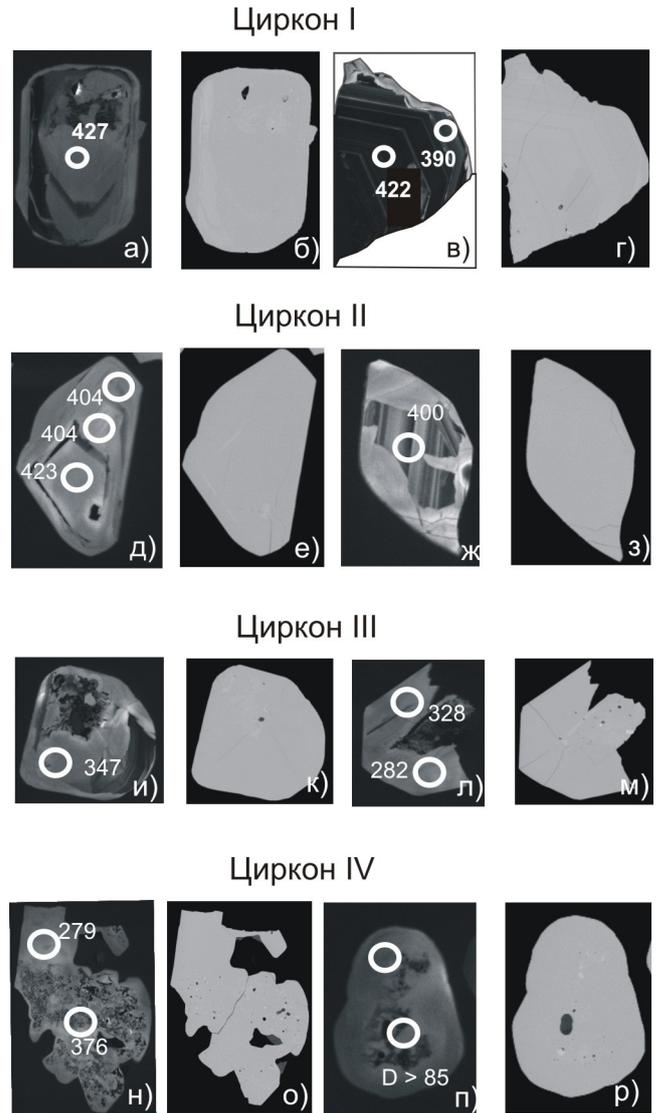


Рис. 1. Изображения циркона ИВК разных генераций в CL и BSE.

а, б, в, г – цирконы I генерации; д, е, ж, з – цирконы II генерации; и, к, л, м – цирконы III генерации; н, о, п, р – цирконы IV генерации.

кона карбонатитов (обр. 354) 417.3 ± 2.8 млн лет при СКВО = 0.21 и $n = 20$ (см. рис. 2); возраст раннего циркона миаскитов (обр. И-23) 428.3 ± 8.5 млн лет при СКВО = 0.35 и $n = 3$.

Необходимо отметить, что для периферических зон раннего циркона характерна повышенная дискордантность ($5\% < D < 20\%$), а значительная часть зерен цирконов ИВК имеет нарушенные изотопные системы ($5\% < D < 35\%$) и “омоложенный” возраст в результате выноса радиогенного Pb, что иллюстрирует разную степень преобразования ранних генераций цирконов. Цирконы карбонатитов (обр. 354) с нарушенными в различной степени изотопными системами имеют индивидуаль-

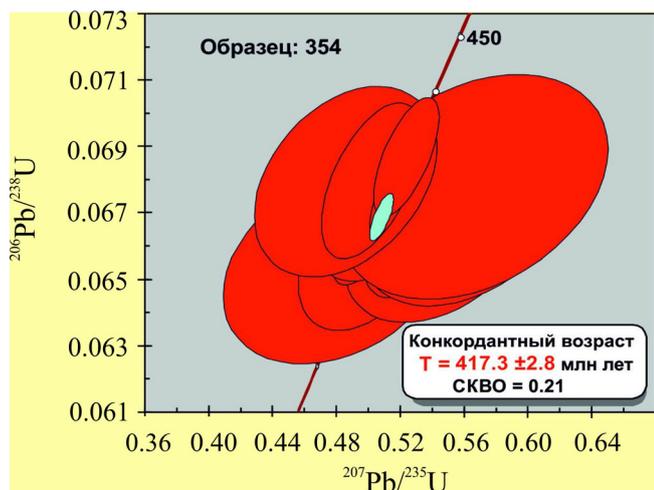


Рис. 2. Изотопная U–Pb-диаграмма с конкордантным U–Pb-возрастом для ранних генераций I и II циркона карбонатитов ИВК ($T = 417.3 \pm 2.8$ млн лет, СКВО = 0.21).

ный U–Pb-возраст зерен в интервале 400–350 млн лет. Дискордия, рассчитанная по этим цирконам, дает возраст по верхнему пересечению с конкордией 420.9 ± 8.3 млн лет (рис. 3).

Поздний циркон III, широко развитый в миаскитах, пегматитах и в меньшей степени в карбонатитах, датируется возрастом 250–320 млн лет и характеризуется высокой степенью дискордантности ($D = 18\text{--}60\%$), что может приводить к занижению реальных возрастов кристаллизации циркона этой генерации. Значительная часть зерен новообразованного циркона (циркон IV) имеет полностью нарушенную U–Pb-изотопную систему ($D > 50\text{--}90\%$), и лишь единичные зерна циркона этой генерации имеют ненарушенную изотопную систему ($D < 5\%$).

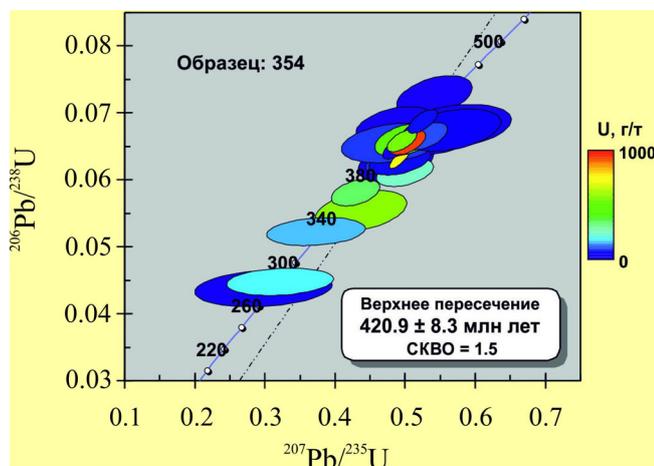


Рис. 3. U–Pb-диаграмма с конкордией для разных популяций циркона карбонатитов ИВК.

Таким образом, U–Pb-возраст цирконов из разных типов пород ИВК, полученный нами методом LA-ICP MS, свидетельствует о том, что внедрение щелочных пород и карбонатитов ИВК произошло в период 435–415 млн лет назад (S–D₁). При этом датирование зерен раннего циркона миаскитов и карбонатитов (темных в CL, с высокими содержанием микропримесей, иногда с отчетливо выраженной осцилляционной зональностью) показывает соответственно возраст ранних стадий кристаллизации щелочно-карбонатитовой магматической системы: 428 ± 8 млн лет (циркон миаскитов) и 421 ± 8 (циркон карбонатитов), а возраст конкордантного кластера циркона карбонатитов ($T = 417.3 \pm 2.8$ млн лет), по-видимому, соответствует завершающей стадии функционирования магматической системы.

При этом в породах ИВК устанавливаются поздние, вероятно метаморфогенные, цирконы, широко развитые в миаскитах, пегматитах и карбонатитах, преимущественно в апикальной части Вишневогорского миаскитового интрузива, которые датируются возрастом 250–360 млн лет и, скорее всего, были сформированы на метаморфогенном этапе становления ИВК.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГАФНИЯ В ЦИРКОНАХ ИВК

Результаты исследования изотопного состава Hf в цирконах ИВК представлены на рис. 4. Ранние генерации цирконов I, II из карбонатитов и миаскитов ИВК (с индивидуальным U–Pb-возрастом 410–428 млн лет и $D < 5\%$) имеют умеренно деплетированный изотопный состав гафния ($(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{417} = 0.282841\text{--}0.282662$, $\epsilon_{\text{Hf}} = 11.3\text{--}4.7$), свидетельствующий о том, что субстратом плавления для магм ИВК был обедненный источник [4]. Значительные вариации начального отношения $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{417}$ в этих цирконах, вероятно, отражают первичную гетерогенность магматического источника и могут свидетельствовать об участии при кристаллизации цирконов ИВК новых порций расплавов с разным изотопным составом, определяемым смешением вещества в их источнике.

Внешние зоны раннего циркона I часто имеют более нарушенную U–Pb-систему ($5\% < D < 20\%$) с индивидуальным U–Pb-возрастом 410–350 млн лет и пониженные значения $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ (на 3–4 единицы ϵ_{Hf}) в сравнении с центральными зонами. Изменение изотопного состава разных зон единого зерна циркона (на рис. 4 указано стрелками) не соответствует трендам эволюции изотопного состава Hf исходных цирконов или трендам потери радиогенного Pb. Наблюдаемые различия в изотопном составе Hf между центральными и внешними частями кристаллов циркона могут быть обусловлены как взаимодействием с новыми порциями расплавов, так и смешением вещества при метаморфических процессах либо диффузионной мобильностью

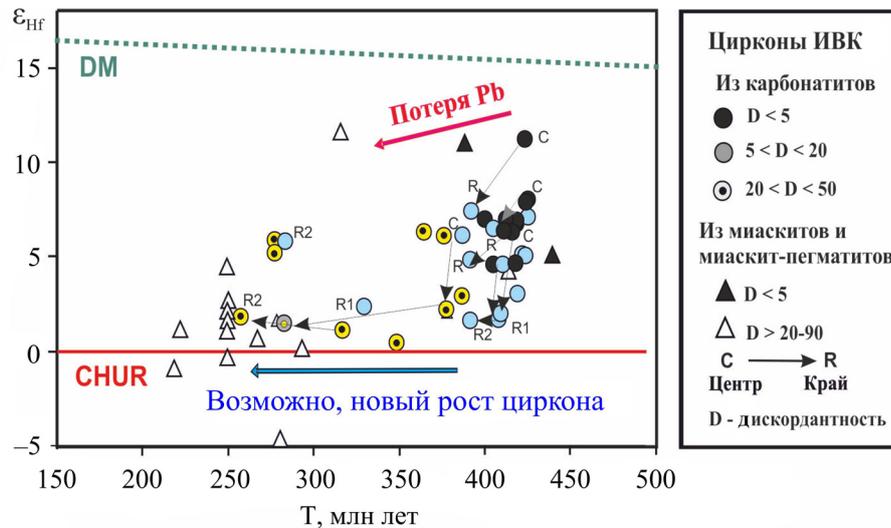


Рис. 4. Начальный изотопный состав Hf цирконов из разных типов пород ИВК (рассчитанный для отдельных зерен циркона).

Hf и REE (в том числе радиогенного Lu) в цирконах на метаморфогенном этапе становления ИВК.

Поздние метаморфогенные цирконы III, IV (с $T = 250\text{--}320$ млн лет и нарушенной U–Pb-изотопной системой, $D > 50\text{--}90\%$) характеризуются значительными вариациями ϵ_{Hf} , рассчитанных на индивидуальный возраст зерен цирконов ($\epsilon_{\text{Hf}_{250}}$ от -5 до $+11$) и часто демонстрируют “обеднение” радиогенным Hf относительно цирконов ранних генераций (см. рис. 4). Однако пересчет начальных отношений изотопов Hf на возраст кристаллизации пород ИВК ($T = 417$ млн лет) показывает соответствие первичных отношений ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$) в ранних (I и II) и поздних (III и IV) генерациях цирконов. Это свидетельствует в пользу того, что поздние генерации циркона были сформированы при рекристаллизации раннего циркона ИВК без существенного привноса редких элементов (в частности, REE и Hf) во время более позднего (~ 250 млн лет) метаморфического события.

Авторы выражают глубокую признательность коллегам GEMOC (Университет Макуори, г. Сидней, Австралия), а также А.А. Краснобаеву за помощь, консультации и предоставленную возможность проведения этих исследований.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН (проекты № 12-S-5-1031 и 12-P-5-2015).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Краснобаев А.А., Недосекова И.Л., Бушарина С.В. Цирконология карбонатитов Вишневогорского массива (Ильменские горы, Ю. Урал) // Ежегодник-2008. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 156. 2009. С. 261–263
2. Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В. и др. Цирконология амфиболитовых миаскитов Ильменогорского массива (Южный Урал) // Докл. АН. 2010. Т. 430, № 2. С. 227–231.
3. Краснобаев А. А., Русин А. И., Вализер П. М., Бушарина С. В. Цирконология кальцитовых карбонатитов Вишневогорского Массива (Южный Урал) // Докл. АН. 2010. Т. 431, № 3, с. 1–4.
4. Недосекова И.Л., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В. Источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса по данным Lu–Hf-изотопии в цирконах // Докл. АН. 2010. Т. 435, № 2. С. 234–239.
5. Чернышев И.В., Кононова В.А., Крамм У. и др. Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам // Геохимия. 1987. № 3. С. 323–338.
6. Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A., Jackson S.E., O’Reilly S.Y., van Acherberg E., Shee S.R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. № 64. P. 133–147.
7. Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A., Grauert B. Origin of the Ilmenogorsk-Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, USSR, and their time of emplacement during the history of the Ural fold belt: a Rb-Sr study // J. Geol. 1983. V. 91. P. 427–435.
8. Kramm U., Chernyshev I.V., Grauert S. et al. Zircon typology and U–Pb systematics: a Case Study of zircons from nepheline syenite of the Il’meny Mountains, Ural // Petrology. 1993. V. 1, № 5. P. 474–485.
9. Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crystal magma types // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. № 64. P. 295–304.