

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГАФНИЯ КАК ИНДИКАТОРЫ ГЕНЕЗИСА ЦИРКОНА ПРИ ЭВОЛЮЦИИ ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (ильмено-вишневогорский комплекс, Урал, Россия)

И.Л. Недосекова¹, Б.В. Беляцкий², Е.А. Белоусова³

¹ Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН,
620075, Екатеринбург, Почтовый пер., 7, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

³ GEMOC ARC National Key Centre, Macquarie University, Sydney, Australia

Приводятся результаты изучения особенностей химического (РЗЭ, высокозарядные литофилы) и изотопного состава (Hf) единичных зерен циркона и локального определения U-Pb возраста циркона, кристаллизовавшегося из щелочно-карбонатитовых магм ильмено-вишневогорского комплекса (Урал, Россия). Установлено, что состав раннего циркона (U-Pb возраст 430—410 млн лет) из щелочных пород и карбонатитов ильмено-вишневогорского комплекса (ИВК) определяется в основном эволюцией родительских флюидонасыщенных щелочно-карбонатитовых расплавов и в значительной мере связан с совместной кристаллизацией циркона и урансодержащих редкометаллических минералов (гачеттолита и пирохлора) на заключительных стадиях функционирования магматической системы. Ранние генерации циркона ИВК имеют умеренно деплетированный изотопный состав Hf ($\epsilon_{\text{Hf}} = +11.3 \dots +4.7$) и подтверждают мантийный характер источника магм, указывая на участие в магмогенерации вещества DM типа и обогащенного источника. Значительные вариации начального изотопного состава Hf ранних генераций циркона свидетельствуют о многостадийном характере процесса кристаллизации циркона и участии различных порций расплава, отличающихся изотопным составом, определяемым смешением вещества в источнике. Поздние генерации циркона ИВК (U-Pb возраст 250—350 млн лет) имеют в значительной степени нарушенные «омоложенные» изотопные системы и химический состав, отличный от состава магматических цирконов. Эти цирконы, вероятно, были сформированы на метаморфогенном этапе развития ИВК без существенного привноса вещества.

Циркон, редкие элементы, изотопы гафния, карбонатиты, щелочные породы.

TRACE ELEMENTS AND Hf ISOTOPE COMPOSITION AS INDICATORS OF ZIRCON GENESIS DUE TO THE EVOLUTION OF ALKALINE-CARBONATITE MAGMATIC SYSTEM (Il'meny-Vishnevogorsky complex, Urals, Russia)

I.L. Nedosekova, B.V. Belyatsky, and E.A. Belousova

We present results of investigation of the trace-element (REE, HFSE) and Hf isotope compositions and U-Pb age of single zircons crystallized from alkaline-carbonatite magmas of the Ilmeny-Vishnevogorsky complex (IVC) (Urals, Russia). It has been established that the geochemical characteristics of the early zircon (U-Pb age is 430–410 Ma) from alkaline rocks and carbonatites of this complex are determined mainly by the magmatic evolution of parental fluid-saturated alkaline-carbonatite melts and, to a large extent, are associated with the cocrystallization of zircon and uranium rare-metal minerals (gachettolite and pyrochlore) at the final stages of the magmatic-system activity. Early IVC zircons have a moderately depleted Hf isotope composition (ϵ_{Hf} from +11.3 to +4.7), confirming the mantle nature of the magma source and indicating the participation of DM-like and enriched-source (probably, lower-crust component) substances in the magma generation. The considerable variations in the initial Hf isotope composition of the early zircons testify to the multistage zircon crystallization involving new portions of melts with different isotope compositions related to mixing of substances at their source. Late IVC zircons (250–350 Ma) have strongly disturbed «rejuvenated» isotope systems and a geochemical composition different from that of the magmatic zircons. They formed apparently at the metamorphic stage without a substantial input of additional material.

Zircon, rare elements, Hf isotope composition, carbonatites, alkaline rocks

ВВЕДЕНИЕ И ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Современные методы локального анализа (в частности, метод лазерной абляции) при исследовании изотопного состава и изоморфных примесей в цирконе сделали этот минерал широко используемым инструментом как для датирования процессов кристаллизации пород и минералов, так и для опре-

деления происхождения источников расплавов. Исследование химического состава циркона из различных типов магматических и метаморфических пород показало возможность использования редких элементов и изотопных соотношений для интерпретации генезиса цирконов. Так, распределение редких элементов (в частности, редкоземельных элементов — РЗЭ) в структуре циркона, кристаллизация которого происходила в равновесии с расплавом, строго подчиняется кристаллохимическим законам. Цирконы магматического генезиса из пород, кристаллизация которых происходит в равновесных условиях (породы гранитоидного состава, диориты, габброиды), характеризуются незначительными вариациями РЗЭ, которые образуют типичные «фракционированные» спектры распределения с плавным ростом нормированных концентраций РЗЭ с увеличением атомного номера и наличием Се-максимума и Еу-минимума. Кристаллическая структура таких цирконов препятствует вхождению элементов-примесей в количествах, превышающих возможности изоморфного замещения, что определяет сходство спектров распределения РЗЭ и геохимических особенностей магматических цирконов различных типов пород [Hoskin, Ireland, 2000; Belousova et al., 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; и др].

Для цирконов щелочных пород при кристаллизации из высокотемпературных флюидонасыщенных расплавов возможно вхождение редких элементов в структуру с отклонением от кристаллохимических закономерностей [Hanchar, Westrenen, 2007; Lichtervelde et al., 2010, 2011]. Для них характерен более значительный разброс содержания РЗЭ и других редких элементов с нарушением теоретических коэффициентов распределения циркон—расплав, предполагающих равновесную кристаллизацию расплава и механизмы компенсационного изоморфного замещения Zr и Si в структуре циркона [Lichtervelde et al., 2009; Yang et al., 2014]. Часто наблюдаются: редуцированная Се-аномалия, слабая и часто отсутствующая Еу-аномалия, иногда менее дифференцированный спектр распределения РЗЭ за счет обогащения легкими РЗЭ, в ряде случаев понижение $(Yb/Gd)_n$ отношения и повышение Th/U отношения (от 0.5—100 в сиенитах и до $10^3—10^4$ в нефелин-сиенитовых пегматитах и карбонатитах), увеличение содержания Ва, Sr, Са и др. [Belousova et al., 2002; Федотова и др., 2008; Скублов и др., 2009; Балашов, Скублов, 2011].

Подобное распределение РЗЭ и редких элементов демонстрируют также цирконы из различных типов пород, объединенные понятием «гидротермальные цирконы» [Hoskin, 2005; Pettke et al., 2005; Pelleter et al., 2007; Schaltegger, 2007] и включающие как низкотемпературные, собственно гидротермальные цирконы [Rubin et al., 1989; Rasmussen, 2005; Wojanowski et al., 2012], так и высокотемпературные «позднемагматические» цирконы, кристаллизующиеся из остаточного флюидонасыщенного расплава [Lichtervelde et al., 2009; Yang et al., 2014]. Цирконы позднемагматической и гидротермальной стадии кристаллизации отражают общую эволюцию расплава, сохраняя на начальных стадиях фракционированные спектры РЗЭ, а на поздних — демонстрируют различные тенденции как с последовательным уменьшением, так и с увеличением содержания редких элементов — РЗЭ, Y, U, Th и др. [Pettke et al., 2005; Fu et al., 2009]. Для низкотемпературного гидротермального циркона характерно «выполживание» спектров РЗЭ за счет относительного обогащения легкими РЗЭ, значительные вариации Се-аномалии (от 2 до 45), снижение величины Th/U до 0.01, увеличение содержания Hf (до 4.3 мас. %) относительно состава позднемагматического циркона [Pettke et al., 2005; Gasquet et al., 2007; Fu et al., 2009; Trail et al., 2012]. На заключительных стадиях развития гидротермальных систем циркон демонстрирует типичный «гидротермальный» плоский нефракционированный без Се-аномалии спектр распределения РЗЭ [Trail et al., 2011; De Hoog et al., 2014].

Для определения закономерностей распределения редких элементов в цирконах, которые кристаллизовались на различных стадиях функционирования щелочно-карбонатитовой магматической системы, а также определения возраста пород и источников их вещества мы исследовали цирконы из карбонатитов и щелочных пород Ильмено-вишневогорского комплекса (Урал, Россия). Исследования были проведены в Национальном центре CCFS-GEMOC (Университет Макуори, г. Сидней, Австралия) методом лазерной абляции с масс-спектрометрией в индуктивно связанной плазме (LA-ICP-MS). Локально определялись содержания редких элементов, U-Pb возраст и изотопный состав Hf в цирконе различных стадий кристаллизации из различных типов пород ИВК — миаскитов, миаскит-пегматитов и карбонатитов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ИВК

Ильмено-вишневогорский комплекс, сложенный плюмазитовыми нефелиновыми сиенитами (миаскитами), фенитами, миаскит-пегматитами и карбонатитами с РЗЭ-Zr-Nb-минерализацией, расположен на Южном Урале в осевой части Сысертско-Ильменогорского антиклинория — в блоке докембрийских пород, залегающем среди уральских палеоокеанических комплексов. Ядро блока сложено диафторированными гнейсогранулитами и мигматитами селянkinской толщи, а также плагиогнейсами и амфиболитами вишневогорской толщи (PR₂). Обрамление представлено однотипными толщами (иль-

Рис. 1. Схема геологического строения ильмено-вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса по материалам [Левин и др., 1997].

1 — граниты (PZ₃); 2, 3 — ильмено-вишневогорский комплекс (O₃): 2 — миаскиты Вишневогорского и Ильменогорского массивов, 3 — метасоматиты Центральной щелочной полосы (фениты, полевошпатовые и силикатно-карбонатные метасоматиты, карбонатиты, миаскиты); 4 — габбро офиолитовой формации (O₁); 5 — гипербазиты офиолитовой формации (O₁); 6 — метаультрабазиты булдымского, каганского и няшевского комплексов (PR[?]); 7 — вулканогенно-осадочные образования Тагило-Магнитогорского мегасинклинория (PZ₁); 8 — сланцы гранатослюдяные и эклогиты восточной периферии Уфалейского срединного массива (PZ₁); 9 — плагиосланцы и кварциты обрамления Сысертско-Ильменогорского срединного массива (R₁₋₂); 10 — плагиогнейсы, гранитные мигматиты, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты Сысертско-Ильменогорского и Уфалейского срединных массивов (PR₁₋₂); 11 — тектонические разломы и несогласия; 12 — точки опробования с номерами проб: 1 — Булдымский ультрабазитовый массив (обр. Bul-1, К-103); 2 — апикулярная часть Вишневогорского миаскитового массива (обр. 331, В-12, Vnp-1, Vnp-2, Krv-5); 3 — корневая часть Вишневогорского массива (обр. 354); 4 — Ильменогорский массив (обр. И-23); 5 — Ильменогорский миаскитовый массив, южная часть (обр. И-20).

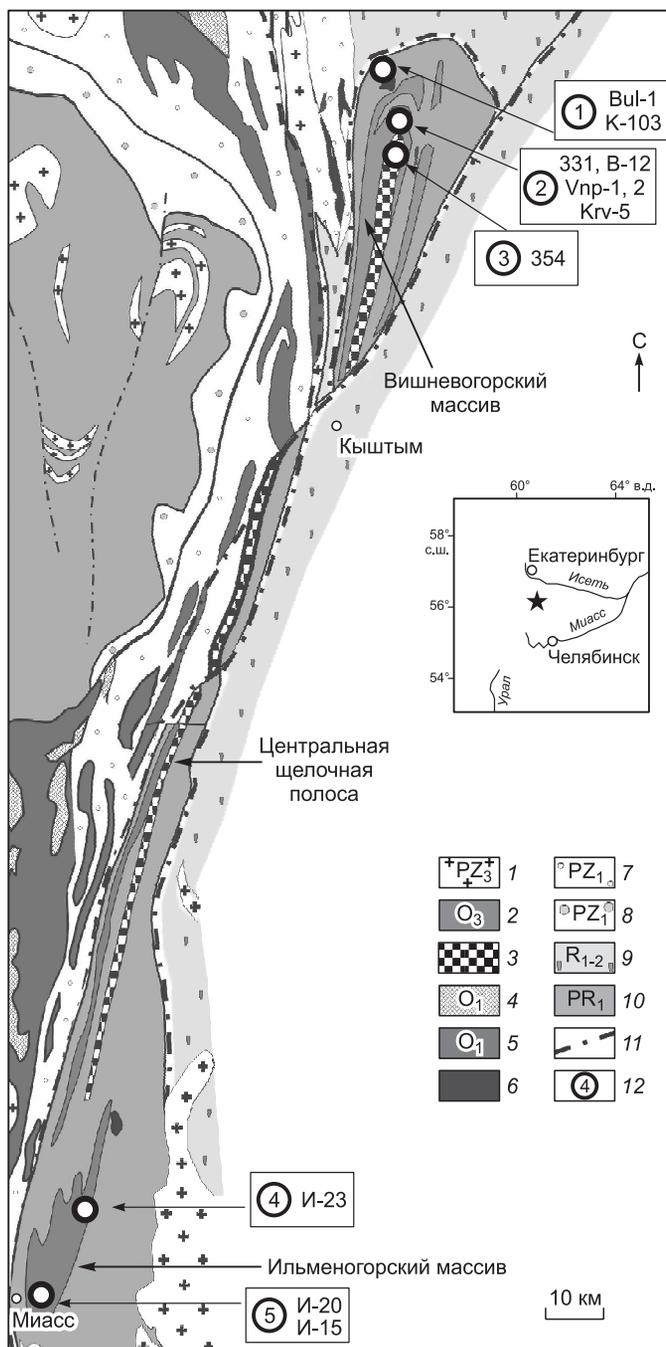
меногорской — на юге, шумихинской — на севере) амфиболитов, в меньшей степени плагиогнейсов и кварцитов, которые, предположительно, являются доуральскими (PR₂) палеоокеаническими комплексами с возрастом метаморфизма 643 ± 46 млн лет [Краснобаев, Давыдов, 2000].

ИВК состоит из двух интрузивных массивов миаскитов — Вишневогорского и Ильменогорского, соединенных Центральной щелочной полосой, сложенной фенитами, мелкими телами миаскитов и карбонатитами (рис. 1). Широко развиты щелочные (нефелин-микроклиновые) пегматиты, встречающиеся как в эндо-, так и в экзоконтактах миаскитовых массивов.

Нефелиновые сиениты ИВК представлены миаскитами (с $K_{\text{агп}} = 0.83—0.95$), для которых, в отличие от агапайтовых магм (с $K_{\text{агп}} > 1$), требуется менее чем 100 г/т циркония для насыщения расплава и кристаллизации циркона [Watson, Harrison, 1983; Boehnke et al., 2013]. В результате циркон является основным концентратом циркония и присутствует во всех разновидностях пород ИВК.

Карбонатиты широко развиты в апикулярной части Вишневогорского массива миаскитов, встречаются в корневой части массива, а также в породах Центральной щелочной полосы и в экзоконтактовом ореоле миаскитовых интрузий. Ранние карбонатиты (севиты I) залегают в миаскитах, образуя пластообразные тела кальцитового состава, содержащие нефелин, полевые шпаты, биотит, а также акцессорные гатчеттолит, красно-бурый пироклор, циркон, ильменит, апатит и др. Поздние кальцитовые карбонатиты (севиты II) — крупнозернистые, лейкократовые, образуют жилы в телах ранних карбонатитов и в миаскитах, штокверки и жильные тела этих карбонатитов развиты в экзоконтактовых фенитовых ореолах миаскитовых интрузивов. Севиты II содержат биотит, апатит, красный пироклор, циркон, ильменит, пирротин, пирит.

Кроме того, карбонатиты встречаются в массивах ультрабазитов, находящихся вблизи контакта с интрузиями миаскитов — в Булдымском, Спирихинском и др. (см. рис. 1) [Левин и др., 1997; Недосеко-



ва, 2007]. В ультрабазитах карбонатиты имеют доломит-кальцитовый состав, содержат рихтерит, тетраферрифлогопит и акцессорные пироксид, циркон, магнетит, ильменит, пирротин, пирит и сопровождаются мощными зонами флогопит-рихтеритовых метасоматитов. Поздние доломитовые карбонатиты образуют менее мощные жилы и содержат монацит, эшинит, редкоземельный пироксид, ферсмит, колумбит, апатит, ильменит, циркон и другие акцессорные.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Локальное изучение Lu-Hf и U-Pb изотопных систем, а также определение содержания рассеянных элементов в цирконе ИВК методом лазерной абляции нами было проведено в Национальном центре CCFS GEMOC (Университет Макуори, г. Сидней, Австралия). Для анализа изотопного состава Hf использовался ультрафиолетовый лазер UP213 (New Wave Merchantek) в комплексе с мультиколлекторным масс-спектрометром с индуктивно связанной плазмой (MC-ICP-MS Nu-Plasma). Для U-Pb датирования и определения концентрации рассеянных элементов в цирконе применялся ультрафиолетовый лазер UP266 (New Wave Merchantek) с масс-спектрометром ICP MS Agilent 7000. Время абляции составляло 100—120 с, при диаметре лазерного пучка 30—50 мкм, а глубина кратера при анализе циркона достигала 40—60 мкм. Анализ производился последовательно, сначала измерялся U-Pb возраст (содержание урана и свинца), потом содержание рассеянных элементов, и в представительных зернах измерялся изотопный состав гафния. Таким образом, анализировались последовательно три порции вещества циркона, пространственно расположенные в зерне кристалла максимально близко друг к другу.

Изобарное наложение сигнала изотопа ^{176}Lu на ^{176}Hf корректировалось измерением интенсивности свободного от наложения сигнала изотопа ^{175}Lu и использованием природного соотношения $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu} = 1/40.02669$ [DeBievre, Taylor, 1993] для вычисления изотопного отношения $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$. Изобарное наложение ^{176}Yb на ^{176}Hf было учтено измерением сигнала изотопа ^{172}Yb и использованием отношения изотопов $^{176}\text{Yb}/^{172}\text{Yb}$ для вычисления отношения $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$. Соответствующее значение отношения $^{176}\text{Yb}/^{172}\text{Yb}$ было определено при измерении раствора стандарта изотопного состава Hf JMC475 с добавлением Yb (для которого отношение изотопов $^{176}\text{Yb}/^{172}\text{Yb} = 0.58669$). Погрешности полученных таким методом отношений для $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ равны ± 0.00002 (2σ) и эквивалентны $\pm 0.7 \epsilon_{\text{Hf}}$. Воспроизводимость и точность данной методики анализа обсуждались ранее в следующих работах [Griffin et al., 2000, 2006, 2007].

Вместе с образцами циркона ИВК (каждые 10 измерений) для независимого контроля стабильности работы прибора и текущей воспроизводимости анализа измерялся состав международного изотопно-геохимического стандарта «циркон Муд Танк». Измеренный средний изотопный состав этого стандарта — 0.282527 ± 28 ($n = 10$), что находится в пределах рекомендованного 2σ интервала: 0.282522 ± 42 [Griffin et al., 2007]. Анализ изотопного состава гафния еще одного международного стандарта «циркон 91500», произведенного в течение аналитической сессии, показал величину $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282304 \pm 42$ (2σ), которая находится в пределах диапазона значений, рекомендованных для этого стандарта [Griffin et al., 2006]. Для вычисления первичных отношений изотопов Hf и ϵ_{Hf} в работе приняты характеристики изотопного состава хондритового резервуара (CHUR) по [Scherer et al., 2001]: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785$ и постоянной распада $\lambda^{176}\text{Lu} = 1.867 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$. T_{DM} — модельный возраст источника при выплавлении его из деплетированной мантии с $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$.

Методика U-Pb датирования была детально описана ранее [Griffin et al., 2000; Belousova et al., 2001; Jackson et al., 2004]. Зерна цирконов изученных образцов анализировались в «сканах» по 16 анализов, которые включали 12 определений (точек) «неизвестных» цирконов, а в начале и конце «скана» анализировался внутрилабораторный стандарт циркона GEMOC GJ-1 [Elhlou et al., 2006] и два дополнительных стандарта циркона (91500 и Mud Tank). U-Pb возраст вычислялся с использованием оригинального онлайн-пакета программ GLITTER (www.mq.edu.au/GEMOC). Применялась процедура коррекции Pb по методике, описанной в работе [Andersen, 2002]. Измеренный изотопный состав свинца корректировался на состав и содержание обыкновенного по модели развития изотопного состава корового свинца [Stacey, Kramers, 1975] для $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 9.74$. Никакой коррекции не применялось к данным, которые в пределах 2σ аналитической ошибки имеют согласованные (конкордантные) по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ возрасты или имеют меньше чем 0.2 % обыкновенного (нерадиогенного) Pb.

В статье для характеристики степени сохранности возрастной информации цирконом (или нарушения замкнутости его U-Pb изотопной системы) используется понятие дискордантности (несогласованности) возрастов, рассчитываемых по двум системам радиоактивного распада и превращения соответствующих изотопов урана (^{238}U и ^{235}U) в изотопы свинца (^{206}Pb и ^{207}Pb соответственно), — относительная дискордантность (D , %) равна $100 \cdot \{[\text{Возраст}(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})] / [\text{Возраст}(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})] - 1\}$. Наруше-

нная изотопная (или геохимическая) система циркона рассматривается авторами исключительно с позиции сохранения или изменения изотопных (элементных) соотношений кристаллической решеткой циркона в посткристаллизационное время (исключая радиоактивное накопление элементов), что определяет возможность (невозможность) восстановления первичных изотопно-геохимических параметров циркона и родоначального расплава.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Морфология и катодолюминесцентные свойства цирконов ИВК. Циркон ИВК представлен ранней (циркон I) и поздней (циркон II) генерациями, которые формировались на различных стадиях кристаллизации миаскит-карбонатитовой магматической системы. Циркон I формирует призматические кристаллы и ксеноморфные зерна, которые обычно образуются на раннемагматической стадии кристаллизации массивов нефелиновых сиенитов. Циркон II образует дипирамидальные, со слабо развитыми гранями призмы, кристаллы позднемагматического и пневматолитового этапа [Крамм и др., 1993; Лялина и др., 2010] в карбонатитах и миаскит-пегматитах. Значительное количество зерен циркона представлено субидiomорфными округлыми кристаллами, формирование которых может быть связано с метаморфическим этапом становления комплекса. Размер кристаллов циркона варьирует от 0.1 мм до 2 см, в пегматитах — до 10 см. В цирконах карбонатитов (обр. 354) были установлены (микронзондовый анализ) включения торианита, пирохлора, рутила, реже ксенотима и монацита. Большинство зерен циркона состоят из ядра (циркон I) и сложнопостроенной оболочки (циркон II—IV), что характерно для цирконов щелочных пород, а также для цирконов метаморфизованных комплексов [Лялина и др., 2010; Ветрин и др., 2014; Макрыгина и др., 2014; Rúbia, Gislaine, 2014; и др.].

Мы изучили цирконы из миаскитов (обр. Vnp-1, Vnp-2, B-12I, B-12II — Вишневогорский массив; обр. И-20, И-23 — Ильменогорский массив), миаскит-пегматитов (обр. Krv-5 — жила 5, Вишневогорский массив), из ранних и поздних кальцитовых карбонатитов соответственно (обр. 354 — севит I, корневая часть Вишневогорского массива; обр. 331 — севит II, апикальная часть Вишневогорского массива), а также из доломитовых карбонатитов (обр. K-103, Булдымский гипербазитовый массив).

Исследованные нами ранние генерации циркона I (рис. 2) представляют собой бурые, слабопрозрачные зерна, со слабым или полным отсутствием свечения в монохромной катодолюминесценции (CL), что связано, вероятно, с высоким содержанием элементов-примесей и в первую очередь U. Они образуют призматические кристаллы (иногда с гранями дипирамиды), а также ксеноморфные зерна. Среди них встречаются кристаллы циркона с отчетливой ос-

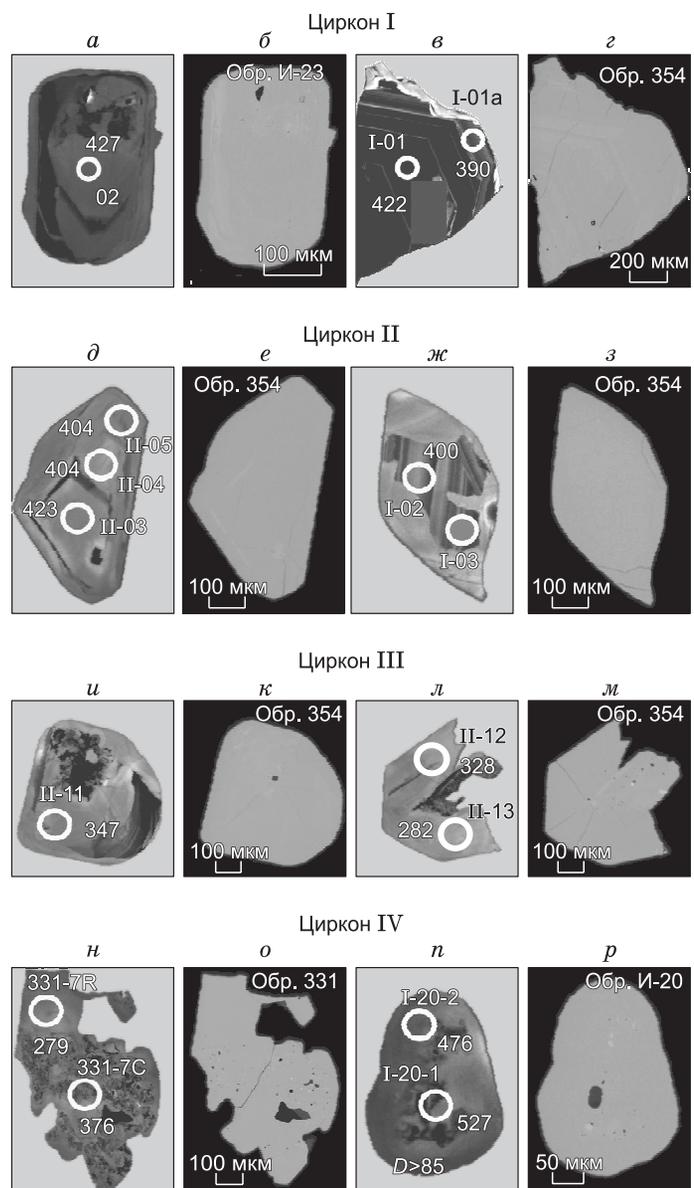


Рис. 2. Изображения циркона ИВК различных генераций в CL и BSE:

a—г — цирконы I генерации; *д—з* — цирконы II генерации; *и—м* — цирконы III генерации; *н—р* — цирконы IV генерации. Цифры на фото — возраст, млн лет. Цирконы из миаскитов: *a, б* — обр. И-23; *п, р* — обр. И-20. Цирконы карбонатитов: *в—м* — обр. 354; *н, о* — обр. 331.

цилляторной зональностью, которые, возможно, представляют собой ранние стадии кристаллизации щелочно-карбонатитовой магмы.

Значительная часть изученных зерен циркона карбонатитов представлена более поздними генерациями — цирконом II (см. рис. 2), который образует светло-бурые дипирамидальные кристаллы и зерна и часто содержит реликты циркона I, иногда со следами растворения и структурами эмульсионного распада, которые характерны для взаимодействия циркона с флюидонасыщенным расплавом [Geisler et al., 2007; Zeh, Gerdes, 2014]. Циркон II имеет светло-серый оттенок в CL, иногда отмечается осцилляторная зональность. Образование циркона II, вероятно, связано с заключительным этапом кристаллизации щелочно-карбонатитового расплава.

Кроме того, во всех породах комплекса устанавливается новообразованный, вероятно, «метаморфогенный» циркон, который образует самостоятельные кристаллы (см. рис. 2, *и, к, л, м*), иногда с многочисленными гранями, типичными для цирконов метаморфического происхождения (циркон III), и формирует обрастания на ранних генерациях циркона (циркон IV) (см. рис. 2, *н, о*). Кристаллы циркона III и IV прозрачные, имеют однородную поверхность в BSE и светлые тона CL.

Результаты U-Pb изотопного датирования и возраст цирконов ИВК. Неоднократное датирование циркона ИВК — классическим U-Pb методом изотопного разбавления по многозерновым навескам этого минерала [Крамм и др., 1993; Чернышев и др., 1987], а также с использованием локального метода анализа по единичным зернам циркона (ионный микрозонд SHRIMP II [Краснобаев и др., 2009, 2010а,б, 2014, 2015]) — позволило установить существование нескольких возрастных кластеров, соответствующих различным этапам цирконообразования в породах ИВК. Отсутствие однозначной интерпретации полученных возрастных кластеров привело к тому, что результаты датирования ИВК до сих пор продолжают оставаться предметом дискуссий.

Мы провели U-Pb изотопное датирование методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) циркона из карбонатитов и миаскитов Вишневогорского массива, миаскитов Ильменогорского массива и карбонатитов Булдымского массива [Недосекова и др., 2014]. Результаты локального U-Pb датирования кристаллов циркона ИВК представлены на рис. 3 и 4.

Ранние генерации циркона (I и II), сохранившие изотопную информацию, имеют индивидуальный U-Pb возраст зерен 410—428 млн лет и образуют конкордантные кластеры на уран-свинцовой диаграмме с конкордией. Так, рассчитанный по 20 анализам конкордантный возраст циркона из пробы ранних карбонатитов (севиты I, обр. 354) соответствует 417.3 ± 2.8 млн лет при СКВО = 0.21 (см. рис. 3, б); возраст циркона, оцененный по четырем наиболее конкордантным анализам, из пробы поздних карбонатитов (севиты II) из апикальной части Вишневогорского массива (обр. 331) соответствует 416.6 ± 6.1 млн лет при СКВО = 0.75. Ранний циркон миаскитов (И-23) по трем конкордантным анализам датирован возрастом 428.3 ± 8.5 млн лет при СКВО = 0.35.

Необходимо отметить, что для периферических зон раннего циркона характерна повышенная дискордантность возрастов ($5\% < D < 20\%$), а значительная часть зерен циркона ИВК имеет нарушенные изотопные системы ($5\% < D < 35\%$) и «омоложенный» в различной степени возраст в результате вы-

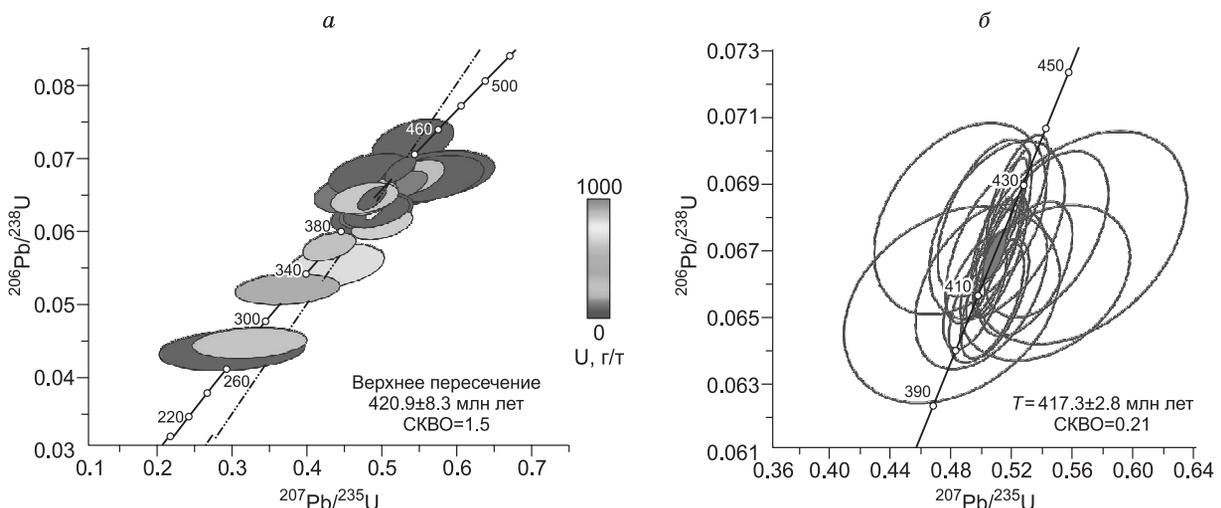


Рис. 3. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для цирконов из карбонатитов ИВК (обр. 354):

а — U-Pb диаграмма для разных популяций циркона карбонатитов ИВК, *б* — конкордантный U-Pb возраст для ранних генераций I и II циркона карбонатитов ИВК.

Рис. 4. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из доломитовых карбонатитов Булдымского ультрабазитового массива (обр. К-103).

носа радиогенного Pb при преобразовании ранних генераций циркона. Индивидуальный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст таких зерен циркона из образца карбонатитов (обр. 354) находится в интервале 400—250 млн лет. Тем не менее дискордия, рассчитанная по результатам анализа этого циркона, определяет возраст верхнего пересечения с конкордией в 420.9 ± 8.3 млн лет (см. рис. 3, а), не отличимый в пределах погрешности определения от возраста конкордантного кластера.

Поздний циркон (III) часто встречается в апикальной части Вишневогорского массива, а также в карбонатитах Булдымского массива и датируется возрастом 250—350 млн лет. Для этого циркона характерна высокая степень дискордантности U-Pb возрастов ($D = 18\text{—}35\%$). Значительная часть зерен новообразованного циркона (IV) имеет полностью нарушенную U-Pb изотопную систему ($D > 50\text{—}90\%$), и лишь единичные зерна циркона этой генерации обладают достаточно сохранной уран-свинцовой изотопной системой ($D < 5\%$), что и позволяет установить их возраст: 280 ± 8 млн лет при СКВО = 0.49 (обр. 354). Конкордантный U-Pb возраст циркона из доломитовых карбонатитов Булдымского массива, рассчитанный по 11 анализам, составляет 268 ± 6 млн лет при СКВО = 8.2 (см. рис. 4).

Содержания редких элементов в цирконах ИВК. Для геохимической характеристики ранних (магматических) генераций циркона ИВК анализировались участки кристаллов с конкордантными значениями возрастов, для которых влияние наложенных процессов и перераспределение микропримесей можно считать минимальным. В целом по содержаниям микропримесных элементов изученный циркон ИВК соответствует цирконам щелочных пород и карбонатитов различных регионов мира [Belousova et al., 2002]. Концентрация элементов-примесей в цирконе из карбонатитов и миаскитов ИВК представлена в табл. 1 и 2.

Циркон ИВК ранних генераций (430—410 млн лет) имеет широкий диапазон содержания РЗЭ и конфигурации спектра распределения элементов, близкие магматическому циркону карбонатитов [Hoskin, Ireland, 2000; Belousova et al., 2002] и сиенитов [Федотова и др., 2008] с выраженной положительной цериевой аномалией и значительной степенью фракционирования РЗЭ (рис. 5, а, б). В цирконе карбонатитов отношение $(\text{Yb}/\text{Gd})_n$ варьирует в пределах 8—22, что в целом близко магматическим цирконам: $(\text{Yb}/\text{Gd})_n = 17\text{—}30$ [Hoskin, 2005]. Специфической особенностью циркона ИВК является слабо выраженный европиевый минимум ($^*\text{Eu}/\text{Eu} = 0.8\text{—}0.98$), что также характерно для цирконов карбонатитов [Belousova et al., 2002] и сиенитов [Федотова и др., 2008] и может свидетельствовать о кристаллизации циркона из расплава с высоким окислительным потенциалом кислорода [Burnham, Berry, 2012; Trail et al., 2012], не испытавшего фракционирования полевого шпата.

Ранний циркон миаскитов ИВК (темный в CL, иногда метамиктный, возраст 427—390 млн лет и степень дискордантности $D < 5\%$) обогащен U (до 500), Th (30—330), РЗЭ (120—650), Y (100—700) и Hf (5100—8100) (г/т). Степень фракционирования тяжелых РЗЭ и величина Th/U отношения (0.5—5.2) этого циркона несколько отличаются от типичных величин, установленных для магматического циркона, но сопоставимы с параметрами состава циркона щелочных пород [Belousova et al., 2002]. Значения отношений Ce/Ce* (5—31) и Eu/Eu* (0.33—0.89) близки соответствующим характеристикам составов позднемагматического циркона [Pelleter et al., 2007]. Внешние зоны и оболочки зерен циркона обогащены такими элементами, как U, Th, Y, РЗЭ, Nb и Ta по сравнению с центральными частями и ядрами зерен.

Ранний циркон I карбонатитов (темный в CL, иногда метамиктный, с осцилляторной зональностью, 428—410 млн лет, $D < 5\%$) обогащен относительно более поздних генераций и циркона миаскитов U (370—750), Th (430—2700), РЗЭ (750—2700), Y (860—3700), а также Ti (4—18), Nb (19—80), Ta (1.5—2) (г/т) и другими литофилами. По содержаниям микропримесей ранний циркон I карбонатитов близок цирконам сиенит-пегматитов. Циркон I из карбонатитов имеет несколько пониженное отношение $(\text{Yb}/\text{Gd})_n = 8\text{—}16$, а также Th/U в интервале 0.8—3.6, что отличает его от типичного магматического циркона, кристаллизующегося из основных и гранитных магм [Hoskin, Ireland, 2000; Hoskin, Schaltegger, 2003], но сопоставимо с составом циркона щелочных пород и карбонатитов [Belousova et al., 2002]. Температура кристаллизации циркона I, рассчитанная по содержанию Ti [Watson et al., 2006] (использо-

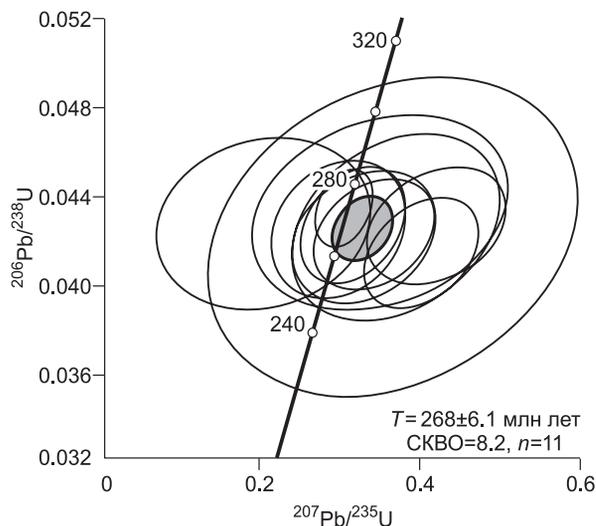


Таблица 1. Содержание редких элементов и ϵ_{III} в цирконах карбонатитов ИВК (г/г)

Компонент	Циркон I										Циркон II					Циркон III					Циркон IV		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	
I-01 (422)	4.5**	-2.1	0.2	8.1	-4.1	-18	-1.8	0.6	-2.1	-4.6	21	35	33	5	-16	»	-18	-2	15	36	52	-60	
P	37	51	42	22	96	26	80	22	18	23	25	23	22	26	27	24	27	24	11	21	77	23	
Ca	—	80	73	110	173	85	147	—	—	115	—	75	105	—	93	—	77	—	—	—	188	—	
Ti	4.2	11	5.6	3.4	18	4.4	16	3.7	2.5	4.3	3.9	3.3	3.7	2.4	3.6	3.9	2.3	2.4	2.9	2.4	2.9	2.7	
Sr	0.4	0.5	—	—	1.0	1.1	—	—	—	6	—	—	0.3	0.1	1.5	0.3	0.1	—	0.2	0.2	—	0.1	
Y	1456	2045	1861	528	3677	619	856	79	96	58	177	63	21	98	31	21	13	27	32	33	23	22	
Nb	19	38	25	5	69	12	81	2	6	13	3	1.5	3	1.2	5	3	2	1.0	1.0	1.5	8	1.6	
La	0.09	0.21	0.11	0.2	4	0.22	2.7	0.10	0.14	0.86	0.01	0.02	0.05	—	0.13	0.04	—	—	—	0.01	1.46	0.00	
Ce	33	60	40	8	234	12	32	3	2	5	3	1.3	0.9	1.6	1.4	1.1	0.38	1.1	0.66	0.64	4	0.47	
Pr	0.7	1.4	1.0	0.2	15	0.4	1.8	0.15	0.07	0.27	0.07	0.01	0.03	0.01	0.07	0.02	—	0.00	—	0.00	0.30	—	
Nd	10	18	13	2	145	4.0	14	1.5	0.55	1.4	0.99	0.13	0.18	0.11	0.43	0.16	—	0.08	0.04	—	0.66	0.03	
Sm	12	21	17	4	106	5.1	11	1.2	0.50	0.88	1.34	0.21	0.17	0.23	0.28	0.11	—	0.06	0.06	0.04	0.16	0.03	
Eu	8	14	11	2	56	3.3	5.5	0.56	0.31	0.43	0.85	0.17	0.09	0.19	0.16	0.09	0.03	0.07	0.05	0.04	0.03	0.05	
Gd	47	77	63	15	244	19	28	3.0	2.0	1.8	5	1.16	0.43	1.4	0.75	0.50	0.18	0.46	0.30	0.45	0.51	0.31	
Dy	155	229	202	54	500	66	79	8	9	6	18	5	2	8	3	2	1.0	2	2	2	1.9	1.7	
Ho	51	72	65	19	134	22	29	3	3	2	6	2	0.7	3	1.0	0.71	0.41	0.87	0.95	1.04	0.84	0.68	
Er	212	289	267	84	482	97	142	13	16	9	28	10	3	17	5	3	2	4	6	6	4	3	
Yb	379	475	450	162	679	186	345	27	35	18	54	23	7	46	11	8	5	11	16	17	10	9	
Lu	65	80	77	29	106	33	65	5	7	3	10	5	1	10	2	1.5	1.0	2	4	3	2	1.7	
Hf	5639	5767	5676	5121	4700	5133	4504	5188	5309	5931	5766	6636	6985	5102	6784	6342	5845	7603	7361	9321	8050	7102	
Ta	1.9	2.3	2.0	0.76	1.9	0.75	1.5	0.22	0.30	1.0	0.30	0.20	0.22	0.14	0.38	0.36	1.1	0.18	0.09	0.11	0.16	0.61	
Pb	34	47	42	9	104	13	44	3	2	1.5	5	1.0	1.0	1.6	1.5	1.8	0.4	2	0.3	0.3	0.1	0.6	
Th	431	775	622	86	2715	152	509	38	23	59	56	8	5	14	18	11	4	15	4	4	3	5	
U	371	474	438	113	760	157	512	28	23	11	57	12	13	19	18	21	7	33	4	3	1	14	
Th/U	1.2	1.6	1.4	0.8	3.6	1.0	1.0	1.4	1.0	5.2	1.0	0.7	0.4	0.7	1.0	0.5	0.5	0.5	1.0	1.7	2.4	0.3	
ΣP39	972	1335	1207	380	2706	448	754	66	75	50	127	48	16	87	25	17	10	23	30	30	26	17	
ΣP39 + Y	2428	3380	3068	907	6383	1067	1610	145	170	107	305	111	37	186	56	39	23	50	62	63	49	39	
(Yb/Gd) _n	10	8	9	14	8	12	16	11	22	12	13	25	21	41	18	20	14	31	66	46	25	36	
(Sm/La) _n	219	161	251	29	42	37	7	19	6	2	159	19	5	—	3	4	29	—	—	4	0	13	
Ce/Ce*	13	12	11	9	4	8	3	4	4	2	11	18	6	46	3	9	—	88	—	23	1	99	
Eu/Eu*	0.90	0.91	0.87	0.84	0.99	0.89	0.89	0.85	0.80	0.99	0.83	0.82	0.98	0.77	0.97	0.98	1.10	0.83	0.93	0.59	0.32	1.00	
$\epsilon_{\text{III}}(T)$	11.4	6.9	6.5	4.7	»	7.5	4.7	7.1	6.9	»	6.5	5.4	8	6.3	6.6	»	2.5	6.5	»	2.1	1.7	8.2	
$\epsilon_{\text{III}417}$	11.4	6.9	6.7	4.9	»	8.1	5.0	7.3	6.9	»	6.5	5.3	7.9	6.3	6.9	»	4.5	7.7	»	6.9	4.7	9.2	

Примечание. Здесь и в табл. 2: анализы выполнены в аналитическом центре GEMOS, Университет Маккури, г. Сидней, Австралия, 2012 г. В скобках — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет; прочерк — не обнаружено. Н.о. — не определено.

I—13, 15—18, 22 — обр. 354 (сегит I); 14, 19—21 — обр. 331 (сегит II, Вишневогорский массив). Магматический циркон I и II: 1—4 — конкордантный возраст циркона I; 418.3 ± 2.4 млн лет, СКВО = 0.15; 5 — метамиктный циркон; 8—13 — конкордантный возраст циркона II: 416.2 ± 2.2 млн лет, СКВО = 0.16. Метаморфотенный циркон III и IV: 16—22 — возраст 254—363 млн лет.

** D — дискордантность (%).

Таблица 2. Содержание редких элементов и ϵ_{Nd} в цирконах миаскитов и миаскит-пегматитов ИВК (г/г)

Компо- нент	Циркон I-II											Циркон III				Циркон IV					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
	И-23-04 (433)	И-23-05 (425)	И-23-02 (427)	И-23-06 (412)	И-23-06с (390)	И-23-06г (391)	И-15-01 (410)	И-23-01 (398)	И-15-02 (384)	И-15-04 (439)	И-15-03 (377)	И-15-06 (265)	Упр-01 (268)	Упр-02 (88)	Крв-5-3-1	Крв-5-2г (284)	Крв-5-3-2	Крв-3-2А	Крв-5-3г	Крв-5-4 (368)	
P	—	—	15	30	20	—	22	21	33	38	20	28	31	22	34	26	32	31	44	24	
Ca	—	—	86	—	—	—	—	85	304	90	—	—	—	—	—	—	—	—	87	69	
Ti	9	2	3	11	3	5	4	10	6	2	9	1	2	2	5	2	3	2	3	2	
Sr	—	—	0.3	—	—	—	5.5	1.5	6.3	1.0	0.2	0.3	—	—	—	—	—	—	—	—	
Y	755	147	90	1136	173	690	83	524	454	33	43	30	13	23	331	21	42	36	38	17	
Nb	2	1	2	23	5	7	9	38	6	4	1	2	2	5	27	1	2	5	12	1	
La	0.01	0.19	0.41	1.93	0.43	0.72	0.54	4.1	1.47	0.61	0.01	0.27	—	0.13	0.01	—	—	0.12	0.47	—	
Ce	13	6	5	47	10	36	3	26	23	0.91	0.49	2.58	0.41	2.60	1.49	0.29	0.2	0.96	1.77	0.26	
Pr	0.1	—	0.15	1.16	0.28	0.38	0.15	2.8	0.59	0.12	—	0.03	—	0.03	0.03	—	—	0.07	0.19	—	
Nd	2.1	0.43	0.83	7.3	1.37	2.42	0.55	16	4	0.50	0.02	0.21	—	0.23	0.52	0.01	0.03	0.44	1.00	—	
Sm	2.0	0.37	0.3	3.6	0.36	1.49	0.28	4	1.84	0.22	0.08	0.12	—	0.07	1.01	0.05	0.08	0.13	0.24	—	
Eu	0.8	0.08	0.15	1.36	0.17	0.62	0.17	1.2	0.56	0.08	0.04	0.09	0.02	0.06	0.87	0.04	0.06	0.08	0.08	0.01	
Gd	8	1.13	0.77	12	1.44	6.11	1.03	8	5	0.42	0.38	0.52	0.16	0.37	6.7	0.24	0.43	0.49	0.33	0.21	
Dy	46	8	6	69	8	38	5.9	32	33	2.5	2.93	2.2	0.96	2.11	34	1.61	3.3	2.77	2.01	1.23	
Ho	21	4	3	33	4	19	2.7	15	14	1.05	1.38	1.05	0.40	0.87	13	0.67	1.5	1.3	1.4	0.54	
Er	132	26	19	204	31	119	17	97	84	6	8	6.45	2.3	4.6	62	3.61	9.0	7.4	12.0	3.07	
Yb	400	85	75	664	117	360	64	335	230	16	24	23	7	13	150	11	29	24	56	9	
Lu	82	19	15	139	25	76	16.3	68	42	4	5	5	1.5	2.5	27	2.5	6.3	5.3	13.7	2.0	
Hf	5400	5700	8100	5800	6400	5100	6100	8100	8000	7700	8200	7800	7600	10700	7400	8900	7600	7700	7200	8900	
Ta	0.09	0.12	0.10	0.74	0.14	0.37	0.35	1.2	0.40	0.08	0.04	0.25	0.39	0.80	2.1	0.30	0.4	0.47	0.45	0.21	
Pb	17	5.6	2	45	6	42	9	10	9	0.2	0.1	0.9	0.2	0.2	1.9	0.02	0.11	0.09	0.25	0.30	
Th	191	32	71	935	83	331	56	234	373	7.9	3	15	1.1	4.6	140	1.4	7.9	7.5	23	1.2	
U	269	69	14	365	56	513	53	82	33	0.25	0.2	17	3.1	1.7	0.01	0.37	0.00	0.02	0.33	—	
Th/U	0.7	0.5	5.2	2.6	1.5	0.6	1.1	2.8	11.2	32	11.6	0.9	0.4	2.8	14000	3.7	0	0	1050	3.5	
ΣРЭ	707	150	126	1184	199	659	112	609	439	32	41	41	26	26	655	20	50	43	90	17	
ΣРЭ+Y	1462	297	216	2319	372	1349	195	1133	893	65	84	71	25	49	627	41	92	79	128	33	
(Lu/Gd) _n	77	130	154	90	136	96	123	70	64	65	98	74	71	52	31	80	113	84	325	75	
(Sm/La) _n	317	3.1	1.2	3.0	1.3	3.3	0.8	1.7	2	0.6	13	0.7	—	0.9	255	—	—	2	1	—	
Ce/Ce*	2	5	6	1	31	25	2	40	6	6	16	1	—	9	—	—	—	—	—	—	
Eu/Eu*	0.61	0.86	0.89	0.43	0.48	0.33	0.82	0.54	0.52	—	0.52	0.37	0.78	0.88	0.74	0.92	0.73	0.85	0.86	—	
$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	4.7	Н.о.	Н.о.	5.1	2.2	8.2	0.6	-0.2	4.3	0.5	1.3	-1.7	4.3	2.7	
$\epsilon_{\text{Nd}}(28)$	»	»	»	»	»	»	5.1	»	»	4.9	3.3	11.8	3.9	3.5	5.2	4.5	5.2	2.2	3.7	4.0	

Примечание. 1—9 — Ильменогорский массив, миаскиты (обр. И-23, И-15); 10—20 — Вишневогорский массив; 10—14 — миаскиты (обр. V-12, Vпр-1, -2); 15—20 — миаскит-пегматиты, жила № 5 (обр. Крв-5). В скобках $^{206}\text{U}/^{238}\text{U}$ возраст (млн лет).

** Дискордантность (%).

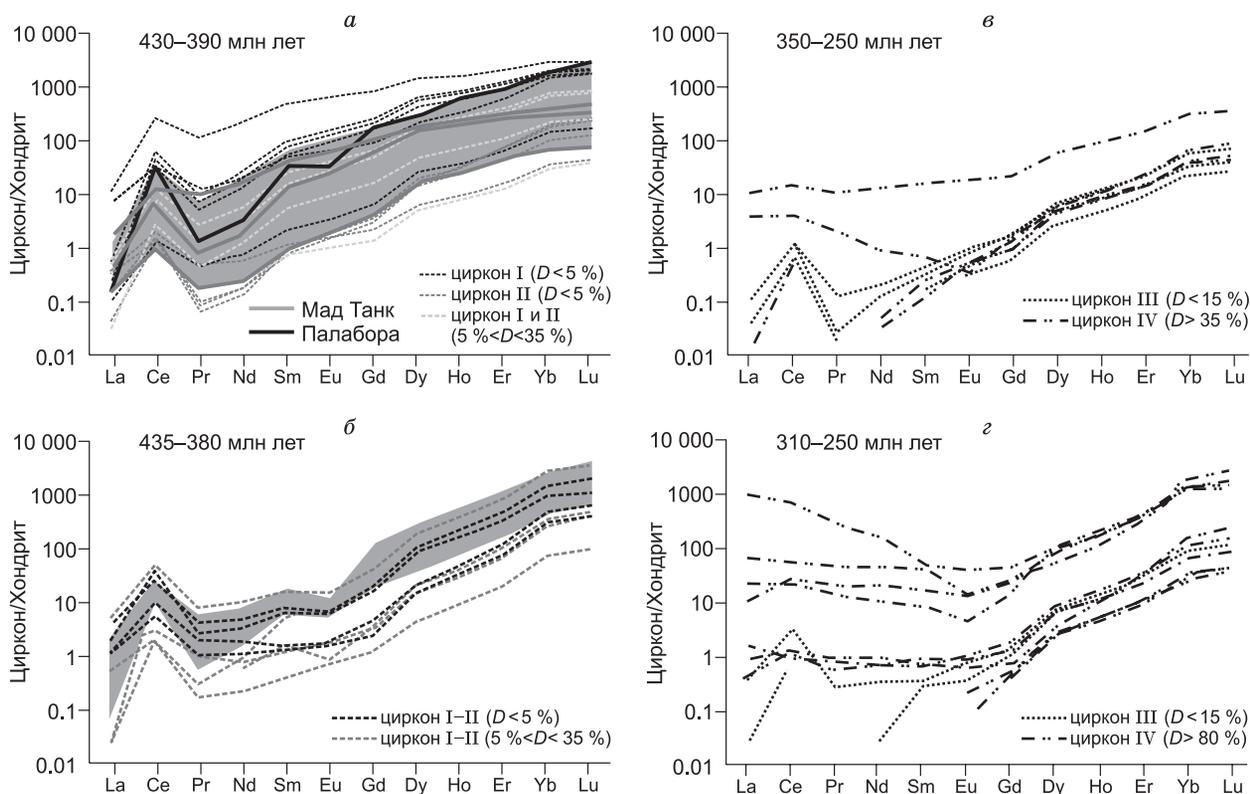


Рис. 5. Хондритнормализованное распределение редкоземельных элементов в магматических и метаморфогенных цирконах из различных пород ИВК.

Магматические цирконы (с конкордантным U-Pb возрастом зерен 410—427 млн лет, $D < 5\%$): *a* — циркон I и II генерации из карбонатитов ИВК; *б* — циркон I и II генерации из миаскитов ИВК. Также представлены спектры этих цирконов с нарушенной изотопной системой (с дискордантностью $5\% < D < 35\%$) и U-Pb возрастом 433—380 млн лет). Метаморфогенные цирконы (с U-Pb возрастом зерен 350—250 млн лет и дискордантные, $D > 35\%$): *в* — циркон III и IV генерации из карбонатитов ИВК; *г* — циркон III и IV генерации из миаскитов и миаскит-пегматитов ИВК. Для сравнения приведены составы циркона карбонатитовых комплексов Мад Танк и Палабора — серое поле и жирные линии [Hoskin, 2000; Belousova et al., 2002] (см. рис. 5, *a*), а также средние составы магматического циркона сненитов — темно-серое поле [Hoskin, 2005; Федотова и др., 2008] (см. рис. 5, *б*).

вание в данном случае этого термометра не требует внесения поправок на неопределенность активности TiO_2 , так как в изученном цирконе отмечено присутствие рутила в виде включений [Hayden, Watson, 2007]), оценивается в 670—830 °C и соответствует температурам образования миаскитов и ранних карбонатитов [Левин и др., 1997; Недосекова и др., 2009].

Циркон II (423—410 млн лет, $D < 8\%$) из карбонатитов имеет более низкие содержания (в г/т) элементов-примесей — U (11—28), Th (5—60), PЗЭ (50—90), Y (58—100), Ti (2—4), Nb (1—6), Ta (0.1—1) по сравнению с цирконом I и близкие содержания Hf (5100—5900). Составы циркона II наиболее близки цирконам карбонатитов других регионов (рис. 6, 7). Степень фракционирования тяжелых PЗЭ ($(Yb/Gd)_n = 11—25$), а также величины отношения Th/U (0.4—1.0) в этом цирконе близки значениям, типичным для магматического циркона [Hoskin, 2005]. Преобразованный циркон с частично нарушенными изотопными системами ($5\% < D < 20\%$) характеризуется варьирующим содержанием PЗЭ (23—130 г/т) и других редких элементов. Температуры образования циркона II (640—670 °C), согласно титановому термометру [Watson et al., 2006], соответствуют температурам кристаллизации щелочно-карбонатитового расплава на заключительных стадиях функционирования магматической системы.

Поздние «метаморфогенные» генерации циркона III, IV (с возрастом 250—350 млн лет) встречаются как в миаскитах, так и в карбонатитах. Циркон III имеет низкие содержания PЗЭ, но сохраняет конфигурацию спектра PЗЭ (с цериевой аномалией и $(Yb/Gd)_n = 14—46$), сходную с ранними магматическими цирконами ИВК (см. рис. 5, *в*, *г*). Циркон IV встречается преимущественно в миаскит-пегматитах. Состав циркона IV (с полностью нарушенными изотопными системами, $D > 35—90\%$) отличается относительным обогащением легкими PЗЭ и плоским нефракционированным спектром нормированного распределения PЗЭ без цериевой аномалии при значительных вариациях PЗЭ (см. рис. 5, *в*, *г*). В це-

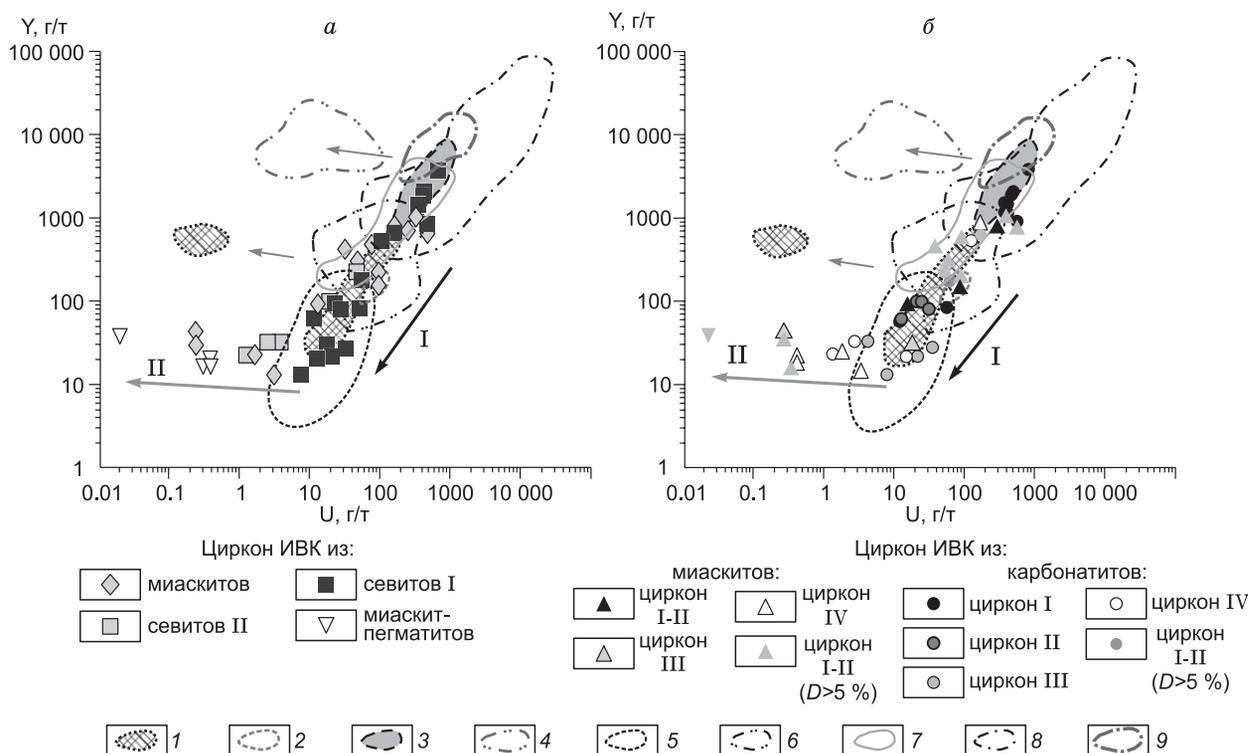


Рис. 6. Бинарная диаграмма U—Y составов циркона ИВК.

a — составы циркона из различных типов пород ИВК; *б* — составы циркона ИВК различных генераций: циркон I ($T = 430\text{—}410$ млн лет, $D < 5\%$), циркон II ($T = 430\text{—}410$ млн лет, $D < 5\%$), циркон III ($T = 360\text{—}250$ млн лет, $D < 5\%$), циркон IV ($35\% < D < 90\%$, с полностью нарушенными изотопными системами), измененный циркон I и II ($5\% < D < 35\%$, $T = 410\text{—}380$ млн лет). Тренд I — позднематическая кристаллизация цирконов ($T = 430\text{—}410$ млн лет) в процессах магматического карбонатитообразования в ИВК; тренд II — кристаллизация циркона ($T = 360\text{—}250$ млн лет) на метаморфогенном этапе становления ИВК. Тренды I и II иллюстрируют эволюцию составов цирконов ИВК, кристаллизующихся одновременно с редкометалльными минералами (гачеттолитом и пироксолом). Для сравнения приведены поля составов магматического циркона из различных типов пород: 1 — карбонатитов (Ковдор, Россия; Мад Танк, Австралия), 2 — сиенитов (Онтарио, Канада), 3 — сиенитовых и 4 — нефелин-сиенитовых пегматитов (Осло, Норвегия), 5 — кимберлитов (35 кимберлитовых трубок России, Юж. Африки и Австралии), 6 — лампроитов (Аргайл, Австралия), 7 — щелочных базальтов (Доб Лид, Австралия; Шмах, Камбоджа; Катабум, Таиланд), 8 — ларвикитов, 9 — гранитоидов (Новоанглийские батолиты и Лалхэн складчатый пояс, Австралия; Крымские горы, Россия), по [Belousova et al., 2002].

лом поздние цирконы ИВК обладают признаками, которые обычно рассматриваются как типичные характеристики «гидротермального» циркона [Hoskin, 2005; Geisler et al., 2007; Schaltegger, 2007].

Для циркона III и IV типичны очень низкие концентрации (г/т) U (0—20) и Th (3—11), Y (13—23), а также Ti (1—4), Nb (1—8) и в целом более высокое содержание Hf (5800—9300). Эти цирконы обладают значительными вариациями тяжелых РЗЭ, Се-аномалии ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1\text{—}98$) и Eu-аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.32\text{—}1.1$). Отношение Th/U также варьирует в широких пределах: для цирконов карбонатитов 0.3—1.7; для цирконов миаскитов 0.4—13, и достигает максимальных значений в цирконах миаскит-пегматитов — до 1000, что связано с почти полным отсутствием в них U (0.0—0.3 г/т). Температура кристаллизации поздних цирконов по титановому термометру соответствует 580—650 °C.

Состав различных генераций циркона из миаскитов, миаскит-пегматитов и карбонатитов ИВК представлен на дискриминационных диаграммах в координатах содержания Y—U и Y—Hf, на которых выделены поля составов циркона из различных типов пород [Shnyukov et al., 1989; Belousova et al., 2002]. На этих диаграммах фигуративные точки состава изученных цирконов ИВК находятся в поле состава циркона карбонатитов, а также щелочных пород и щелочных метасоматитов и отражают состав родительских магм (см. рис. 6, 7).

Для ранних магматогенных генераций циркона (I и II) ИВК характерно наличие парных линейных ковариаций (трендов состава) многих элементов-примесей U—Y, Y—Hf, Y—Th, U—Nb, U—Th. Эти линейные тренды на бинарных диаграммах состава циркона ИВК отражают обеднение редкими элементами (U, Th, Nb, Ta и др.) более позднего циркона, что может быть связано с совместной кристаллизацией циркона с редкометалльными минералами (такими как U-пироксолом и Ti-пироксолом) на заключитель-

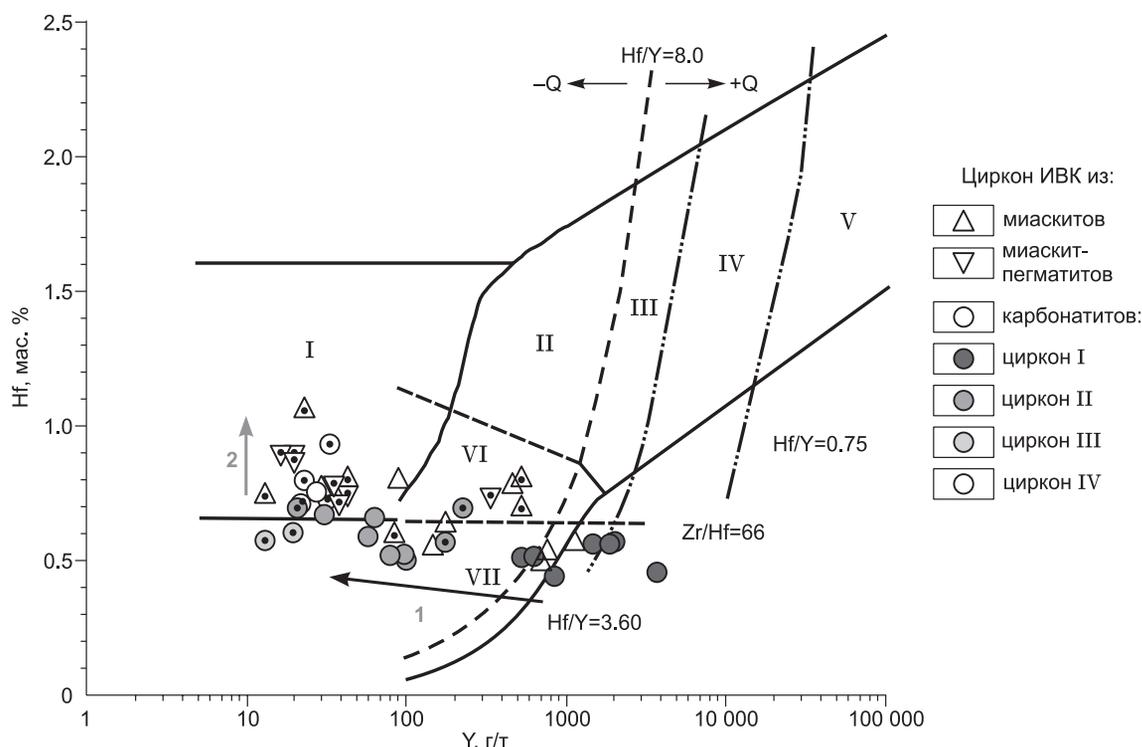


Рис. 7. Диаграмма Y-Hf составов циркона из различных пород ИВК.

Значками с точками в центре показаны составы цирконов с нарушенными изотопными системами ($D > 10\%$). Тренд 1 — позднематическая кристаллизация цирконов ($T = 428\text{—}410$ млн лет) в процессах карбонатитообразования в ИВК; тренд 2 — изменение циркона ($T = 360\text{—}250$ млн лет) на метаморфогенном этапе. Для сравнения на диаграмме представлены поля составов Y и Hf в цирконах из различных типов пород [Shnyukov et al., 1989; Belousova et al., 2002]: I — кимберлиты, II — ультраосновные, основные и средние породы, III — кварцсодержащие средние и кислые породы, IV — кислые породы с высоким содержанием кварца, V — грейзены, VI — щелочные породы и щелочные метасоматиты, VII — карбонаты.

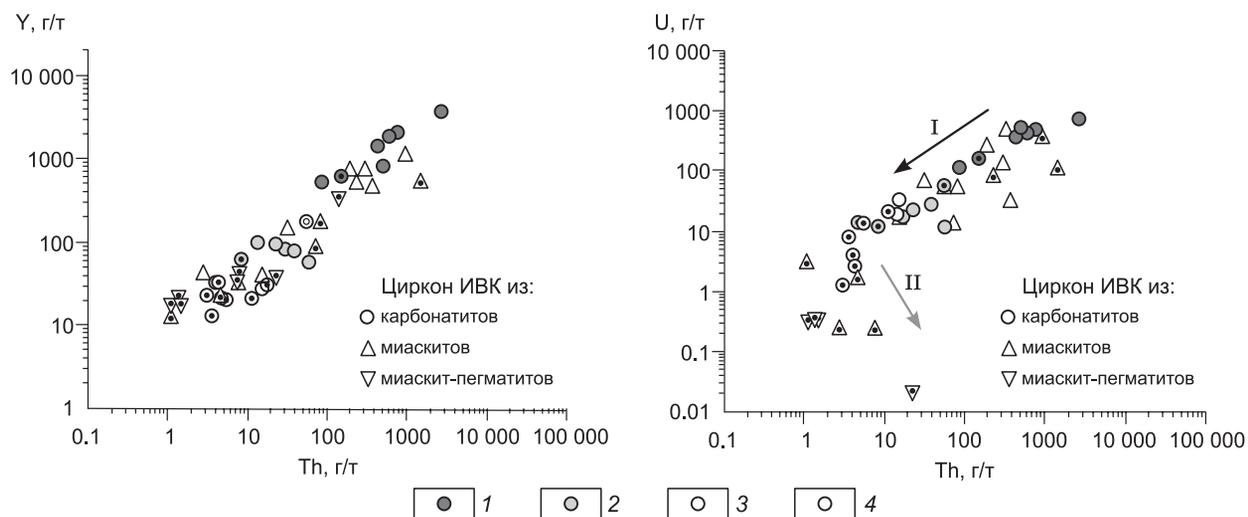
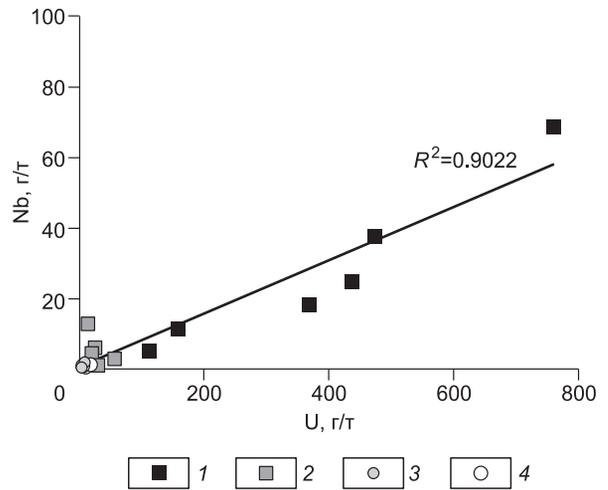


Рис. 8. Диаграммы Y-Th и U-Th составов цирконов из различных пород ИВК.

Значками с точками в центре показаны составы цирконов с нарушенными изотопными системами ($D > 5\%$). Тренд I — позднематическая кристаллизация цирконов ($T = 428\text{—}410$ млн лет) в процессах карбонатитообразования в ИВК; тренд II — преобразование циркона ($T = 360\text{—}250$ млн лет) на метаморфогенном этапе. 1—4 — цирконы I—IV соответственно.

Рис. 9. Диаграмма Nb—U составов цирконов из карбонатитов ИВК.

1—4 — цирконы I—IV соответственно. R^2 — коэффициент корреляции.



ных стадиях формирования комплекса при пегматито- и карбонатитообразовании [Yang et al., 2014].

Так, тренд I на рис. 6—9 отражает изменение составов циркона, кристаллизующегося совместно с редкометалльными и редкоземельными минералами гатчеттолитом, пироксеном, апатитом, ксенотимом на различных стадиях карбонатитообразования в ИВК и иллюстрирует уменьшение концентраций U, Nb, Y, Th от ранних карбонатитовых цирконов (I) к поздним карбонатитовым цирконам (II).

Составы метаморфогенных цирконов ИВК (III) и составы циркона с нарушенными изотопными системами ($D > 5\%$) демонстрируют отклонения от этих трендов или образуют самостоятельные тренды с иной геохимической направленностью (тренд II, см. рис. 6, б; 7; 8).

Изотопный состав Hf в цирконе ИВК. Результаты изучения изотопного состава Hf в цирконе ИВК представлены в табл. 3, 4 и на рис. 10. Изотопный состав гафния определялся из тех же или максимально приближенных участков зерен циркона, где проводился U-Pb анализ и определялся состав рассеянных элементов. В некоторых случаях был измерен изотопный состав Hf как центральных зон кристалла, так и внешней оболочки (табл. 3, 4).

I и II генерации циркона из карбонатитов и миаскитов ИВК (U-Pb возраст единичных зерен 410—428 млн лет и $D < 5\%$) имеют умеренно радиогенный начальный изотопный состав гафния ($(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i = 0.282841—0.282662$), что соответствует умеренно деплетированному (ϵ_{Hf} от +4.7 до +11.3) источнику для выплавления магм ИВК [Недосекова и др., 2010]. Значительные вариации начального отношения (более чем в два раза в единицах эpsilon), вероятно, отражают первичную гетерогенность состава маг-

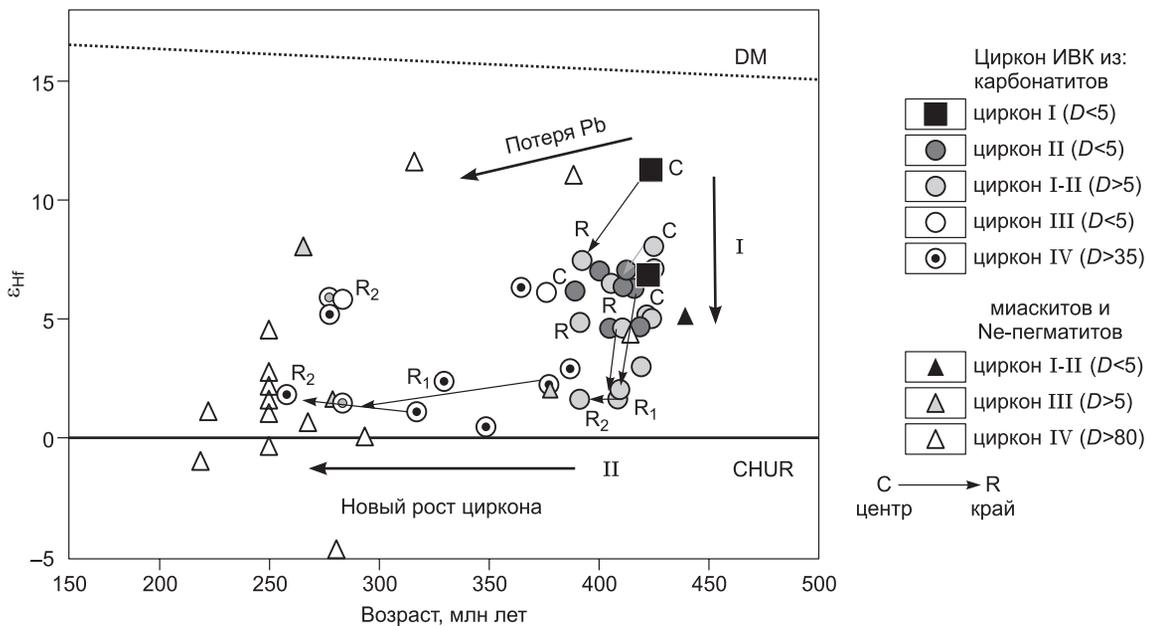


Рис. 10. Начальный изотопный состав Hf, рассчитанный для отдельных зерен различных генераций цирконов (I, II, III, IV) из различных типов пород ИВК.

D — степень дискордантности U-Pb возрастов (%). Тренд I — изотопные составы Hf магматических цирконов ИВК, тренд II — изотопные составы Hf метаморфогенных цирконов ИВК. Для сравнения приведены линии изотопной эволюции мантийных резервуаров DM и SHUR. Для расчета изотопной эволюции DM и SHUR использована константа распада ^{176}Lu $\lambda = 1.865 \cdot 10^{-11}$ [Scherer et al., 2001].

Таблица 3. Lu-Hf изотопные данные для цирконов из карбонатитов Вишневогорского массива

№ п/п	Генерация циркона	№ образца	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет	$D, \%$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(T)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(T)$	$\epsilon_{\text{Hf}47}$	T_{DM} , млрд лет
1	Циркон I	I-01c	0.282858	0.000019	0.002129	0.102694	422	-4	0.282841	11.4	11.3	0.58
2	»	I-04c1	0.282731	0.000013	0.001145	0.054121	424	20	0.282722	7.2	7.1	0.74
3	»	I-03c	0.282726	0.000022	0.001098	0.052892	417	2	0.282717	6.9	6.9	0.75
4	»	V-12	0.282664	0.000014	0.000306	0.014146	409	8	0.282662	4.7	4.9	0.82
5	»	I-01A	0.282760	0.000017	0.001042	0.047394	391	17	0.282752	7.5	8.1	0.70
6	»	V-08	0.282679	0.000016	0.002028	0.088471	404	-20	0.282664	4.7	5.0	0.84
7	Циркон II	V-07	0.282743	0.000018	0.001963	0.086287	411	0.6	0.282728	7.1	7.3	0.74
8	»	II-03	0.282745	0.000014	0.000055	0.002332	423	34	0.282745	8.0	7.9	0.70
9	»	I-06c	0.282729	0.000019	0.000805	0.032308	417	6	0.282723	7.1	7.1	0.74
10	»	I-08	0.282638	0.000020	0.000110	0.004630	382	35	0.282637	3.3	4.1	0.85
11	»	331-05	0.282613	0.000021	0.000217	0.007548	418	8	0.282611	3.2	3.1	0.89
12	»	I-06r2	0.282591	0.000013	0.000271	0.010854	390	15	0.282589	1.7	2.4	0.92
	Среднее	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6.2	—
13	Циркон III	V-09	0.282740	0.000010	0.000113	0.004582	363	-2	0.282739	6.5	7.7	0.71
14	»	II-13	0.282777	0.000016	0.000117	0.005017	282	5	0.282776	6.0	9.0	0.66
15	»	II-12	0.282650	0.000015	0.000112	0.005070	328	-18	0.282649	2.5	4.5	0.83
16	»	II-11	0.282584	0.000013	0.000106	0.004374	347	31	0.282583	0.6	2.1	0.92
17	»	331-07c	0.282618	0.000015	0.000081	0.002900	320	22	0.282618	1.2	7.1	0.73
18	Циркон IV	I-05r	0.282782	0.000010	0.000033	0.001361	276	-60	0.282782	6.0	9.2	0.65
19	»	331-07r	0.282659	0.000010	0.000485	0.020896	279	52	0.282656	1.7	4.7	0.83
20	»	331-04r	0.282686	0.000022	0.000523	0.018502	254	36	0.282684	2.1	5.6	0.79
	Среднее	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6.2	—

Примечание. Здесь и в табл. 4: для вычисления первичных отношений изотопов Hf и ϵ_{Hf} приняты характеристики изотопов для хондритов по [Scherer et al., 2001]. T_{DM} — модельный возраст источника, основанный на выплавлении магмы из деплетированной мантии ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.038$).

1—10, 12—16, 18 — цирконы ранних карбонатитов (сегитов I) из корневой части Вишневогорского миаскитового массива (обр. 354); 11, 17, 19—20 — цирконы поздних карбонатитов (сегитов II) из апикальной части Вишневогорского миаскитового массива (обр. 331).

матического источника и/или участие новых порций расплава с иным изотопным составом, обычно менее радиогенным на поздних стадиях кристаллизации циркона ИВК.

В то же время, если предположить, что усредненный начальный изотопный состав гафния измеренных зерен циркона конкретной породы будет отражать изотопный состав наиболее представительного источника вещества, то становится очевидным, что миаскиты и карбонатиты имели единый источник расплавов, так как средние характеристики начального изотопного состава гафния циркона карбонатитов $\epsilon_{\text{Hf}} = +6.2$ ($n = 10$) и миаскитов $\epsilon_{\text{Hf}} = +6.0$ ($n = 11$) близки (табл. 3, 4). Циркон пегматитов характеризуется несколько пониженным значением $\epsilon_{\text{Hf}} = +4.3$ ($n = 5$), что предполагает возможность контаминации при процессах пегматитообразования.

Внешние зоны раннего циркона I, II ($T = 428$ — 404 млн лет), кристаллизующегося в карбонатитах ИВК, отличаются от центральных частей зерен более низкими (на 3—4 единицы ϵ_{Hf}) значениями начального изотопного состава ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$), формируя тренд I (см. рис. 10). Такое изменение изотопного состава различных зон единого зерна циркона (на рисунке указано стрелками) не может быть сопоставлено ни с трендами эволюции изотопного состава Hf исходного циркона, ни с трендами, обусловленными потерей радиогенного Pb [Lenting et al., 2010]. Более того, даже если предположить, что внешние зоны кристаллизовались позже на 30—50 млн лет, то изменение изотопного состава не превысит 0.1—0.2 ϵ_{Hf} . В то же время такие различия в изотопном составе Hf центральных и внешних частей кристаллов циркона могут быть обусловлены взаимодействием вещества циркона с новыми порциями расплава либо доращением циркона из новой порции расплава или флюида [Zeh, Gerdes, 2014].

При этом поздний метаморфогенный циркон III и IV из карбонатитов и миаскитов ИВК (250—360 млн лет) также характеризуется значительными вариациями $\epsilon_{\text{Hf}250}$ от -1 до +11. Но пересчет начальных изотопных отношений гафния на возраст кристаллизации пород ИВК (428 млн лет — для миаскитов, 417 млн лет — для карбонатитов) указывает на близость начального изотопного состава гафния

Таблица 4. **Lu-Hf изотопные данные для цирконов из миаскитов и миаскит-пегматитов ильмено-вишневогорского комплекса**

№ п/п	№ образца	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(T)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(T)$	$\epsilon_{\text{Hf}428}$	T_{DM} , млрд лет
1	12I-04	0.282654	0.000012	0.000070	0.002540	439	0.282653	5.1	4.9	0.83
2	12II-03	0.282610	0.000012	0.000087	0.003249	377	0.282609	2.2	3.3	0.89
3	12II-04	0.282932	0.000018	0.001836	0.078809	314	0.282921	11.8	14	0.46
4	12II-01	0.282610	0.000018	0.000128	0.004665	291	0.282609	0.3	3.3	0.89
5	12II-02г	0.282662	0.000014	0.000184	0.006943	277	0.282661	1.8	5.1	0.82
6	12I-01	0.282625	0.000013	0.000320	0.013282	218	0.282624	-0.9	3.8	0.87
7	12II-06	0.282854	0.000017	0.000628	0.024752	265	0.282851	8.2	11.8	0.56
8	12II-08	0.282681	0.000019	0.000108	0.003981	222	0.282681	1.2	5.8	0.79
9	Vnp-1A	0.282633	0.000008	0.000044	0.001631	268	0.282633	1.0	4.5	0.86
10	Vnp-1B	0.282668	0.000015	0.000034	0.001320	250	0.282668	1.8	5.7	0.81
11	Vnp-2	0.282623	0.000007	0.000030	0.001136	250	0.282623	0.2	4.1	0.87
	Среднее	—	—	—	—	—	—	—	6.0	—
12	Krv-5-3A	0.282614	0.000012	0.000296	0.009690	455	0.282611	4.3	3.7	0.89
13	Krv-5-3-1	0.282654	0.000014	0.000043	0.025484	388	0.282560	4.3	5.2	0.96
14	Krv-5-4	0.282622	0.000011	0.000352	0.013818	368	0.282620	2.7	4.0	0.88
15	Krv-5-1	0.282617	0.000010	0.000045	0.001603	280	0.282617	0.6	3.9	0.83
16	Krv-5-2	0.282632	0.000009	0.000039	0.001380	250	0.282632	0.5	4.5	0.81
	Среднее	—	—	—	—	—	—	—	4.3	—

Примечание. 1—16 — цирконы Вишневогорского массива: 1—11 — из миаскитов (обр. В-12, Vnp-1, Vnp-2); 12—16 — из миаскит-пегматитов (обр. Krv-5).

($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)₄₂₀ ранних и поздних генераций циркона ($\epsilon_{\text{Hf}} = +6.2$ и $+6.0$ соответственно, см. табл. 3 и 4) и унаследованность гафниевой изотопной системы новообразованными при метаморфизме цирконами (тренд II, см. рис. 10) и отсутствие существенного привноса редких элементов (в частности РЗЭ и Hf) во время формирования поздних генераций циркона [Hiess et al., 2011].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенное исследование состава цирконов ильмено-вишневогорского комплекса методом лазерной абляции позволило установить не только возраст кристаллизации единичных зерен, но и источники, а также выявить особенности состава редких элементов в цирконе, кристаллизовавшемся из высокотемпературных флюидонасыщенных щелочных и карбонатитовых расплавов на различных стадиях функционирования щелочно-карбонатитовой магматической системы.

Кристаллизация щелочных магм ИВК, согласно проведенному локальному U-Pb датированию ранних генераций циркона миаскитов, началась не позднее 428 ± 8 млн лет назад, тогда как время завершающей стадии щелочно-карбонатитового магматизма, определяемое конкордантным кластером циркона ранней генерации из карбонатитов, соответствует 417.3 ± 2.8 млн лет. Таким образом, длительность формирования ИВК нефелиновых сиенитов с карбонатитами и интервал функционирования щелочно-карбонатитовой магматической системы не превышал 20 млн лет. Полученные нами оценки возраста образования пород ИВК сопоставимы с полученными ранее [Крамм и др., 1993; Краснобаев и др., 2010а,б] и не противоречат силурийскому времени становления ИВК, но существенно ограничивают длительность существования щелочно-карбонатитовой магматической системы.

Поздние генерации (III и IV) циркона ИВК (которые встречаются как в миаскитах, так и в карбонатитах) датируются возрастом 250—350 млн лет, часто имеют нарушенные U-Pb изотопные системы, и их образование связано с различными этапами преобразования пород комплекса, одним из которых мог быть поздний гидротермальный метасоматоз, пегматитообразование и редкометалльный рудогенез — переотложение и концентрация без существенного привноса редкометалльного вещества (предположительно 230—250 млн лет назад) [Недосекова и др., 2009, 2010], а другим — коллизионный метаморфизм (320—390 млн лет назад), широко проявленный в геологических комплексах Урала [Пучков, 2010; Недосекова, Беляцкий, 2012].

Ранние генерации циркона ИВК, кристаллизовавшиеся на раннемагматической стадии формирования комплекса, характеризуются высокими концентрациями редких элементов U, Th, РЗЭ, Y, а также

Ti, Nb. Фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов этих генераций сопоставимы со спектрами магматического циркона сиенитов и карбонатитов, описанными в литературе [Belousova et al., 2002]. В отличие от типичных магматических цирконов, кристаллизующихся из основных и гранитных магм, они имеют слабовыраженную Eu-аномалию, повышенное Th/U отношение и часто меньшую степень фракционирования тяжелых PЗЭ.

Циркон II кристаллизуется на позднемагматической карбонатитовой стадии из остаточных щелочно-карбонатитовых расплавов, имеет более низкое содержание редких элементов по сравнению с ранними генерациями циркона, но сохраняет фракционированный характер спектра распределения PЗЭ и демонстрирует последовательное снижение содержания редких элементов — U, Th, PЗЭ, Y, Ti, Nb в процессах пегматито- и карбонатитообразования. Уменьшение содержания редких элементов в этом цирконе по сравнению с ранними генерациями происходит из-за совместной кристаллизации циркона с такими редкометалльными и редкоземельными минералами как гатчеттолит и пироклор, ксенотим, апатит на завершающих стадиях существования щелочно-карбонатитовой магматической системы [Belousova et al., 2002; Lichtervelde et al., 2009, 2010, 2011; Yang et al., 2014].

Поздние генерации циркона ИВК (III и IV), образующиеся на метаморфогенном этапе, имеют низкие содержания редких элементов и нефракционированный спектр PЗЭ за счет обогащения ЛРПЗЭ, характеризуются значительными вариациями содержания редких элементов, величины Ce-аномалии и Th/U отношения, а также отличаются от магматических цирконов повышенным содержанием Hf [Hogie, 2006; Martin et al., 2008].

Для состава микрокомпонентов раннего циркона карбонатитов ИВК характерно наличие парных линейных ковариаций микропримесных элементов (U—Y, Y—Hf, Y—Th, Nb—Ta, U—Nb, U—Th), ранее установленное для магматического циркона [Belousova et al., 2002]. Такое совместное накопление редких элементов определяется магматической эволюцией родительских расплавов [Hanchar, Westrenen, 2007; Lichtervelde et al., 2009] и преобладанием кристаллизационного фактора в распределении микропримесей в цирконе [Lichtervelde et al., 2011; Burnham, Berry, 2012; De Hoog et al., 2014].

Линейные тренды составов на бинарных диаграммах состава циркона ИВК отражают геохимическую эволюцию циркона, который на заключительных стадиях формирования комплекса при пегматито- и карбонатитообразовании кристаллизуется совместно с редкометалльными минералами (такими как U-пироклор и Ti-пироклор) [Lichtervelde et al., 2011; Yang et al., 2014]. С образованием этих минералов может быть связано сопутствующее обеднение редкими элементами (U, Th, Nb, Ta и др.) остаточного расплава и кристаллизующегося из него позднего циркона [Lichtervelde et al., 2009, 2010].

Кристаллизация самого циркона могла бы определять редкоэлементный состав кристаллизующегося расплава (флюида), если нет конкурентной (совместно кристаллизующейся) парагенетической редкометалльной минерализации, но в этом случае происходит накопление несовместимых редких элементов в остаточном расплаве-флюиде и формируется противоположный тренд — тренд накопления редких элементов от ранних к поздним генерациям цирконов [Pettke et al., 2005].

Однако в ИВК циркон кристаллизуется как на раннемагматической стадии в нефелиновых сиенитах, так и на поздних этапах функционирования щелочно-карбонатитовой магматической системы при карбонатито- и пегматитообразовании синхронно с PЗЭ-Nb минералами, и наиболее вероятно, что редкоэлементные тренды циркона ИВК в карбонатитах (с уменьшением содержания редких элементов от ранних к поздним генерациям) связаны в первую очередь с сокристаллизацией циркона с PЗЭ-Nb минералами. При этом необходимо отметить, что метаморфические процессы преобразования циркона также приводят к его «очищению» и уменьшению содержания редких элементов в поздних метаморфогенных цирконах. Однако направление геохимических трендов этих процессов несколько различается.

Так, тренд I (см. рис. 6—8) отражает позднемагматическую кристаллизацию цирконов в карбонатитах ИВК, в процессе формирования которых происходит уменьшение концентраций U, Y, Th в расплаве и, соответственно, в последовательно кристаллизующихся из него цирконах — от ранних карбонатитовых цирконов (I) к поздним карбонатитовым цирконам (II).

Тренд II на диаграммах U—Y и U—Th (см. рис. 6, 8) может отражать кристаллизацию циркона в процессе пегматитообразования после завершения кристаллизации U-пироклора, о чем свидетельствует резкое обеднение ураном и торием циркона в более поздних генерациях циркона карбонатитов и миаскит-пегматитов (см. рис. 6, а, б). Аналогичные тренды, возможно, также связанные с совместной кристаллизацией пироклора и циркона, ранее наблюдались для циркона из карбонатитов Ковдора (Россия) и нефелин-сиенитовых и сиенитовых пегматитов Осло (Норвегия) [Belousova et al., 2002]. Для сравнения эти данные также вынесены на рис. 6.

При этом нельзя исключить, что тренд II может быть обусловлен исключительно метаморфической переработкой цирконов под влиянием флюидной фазы на метаморфогенном этапе становления ИВК, так как именно вдоль него располагаются точки поздних цирконов IV с максимальной дискордантностью. При этом необходимо отметить, что высокая дискордантность этих цирконов в большей

мере связана с очень низким содержанием в них U (< 0.5 г/т), что делает невозможным их датирование и не позволяет однозначно связать этот тренд с метаморфическими процессами, нарушающими изотопные системы циркона.

Результаты Lu-Hf изотопного анализа циркона ИВК подтверждают мантийный характер источника магм комплекса и указывают на участие в магмогенерации вещества умеренно обедненной мантии (DM) и обогащенного источника, которым может быть нижнекоровое вещество.

Ранние генерации циркона ИВК имеют умеренно радиогенный изотопный состав Hf (ϵ_{Hf} от +11.3 до +4.7), что определяется обедненным характером источника плавления для магм комплекса. При этом значительные вариации начальных изотопных составов Hf ранних генераций циркона и снижение ϵ_{Hf} с изменением состава расплава в процессе кристаллизации могут объясняться неоднократным поступлением новых порций магматического расплава и образованием циркона из магм с различным изотопным составом гафния.

Необходимо отметить, что в цирконах ИВК снижение ϵ_{Hf} происходит в цирконах магматической стадии (тренд I, см. рис. 10), а метаморфический тренд (тренд II) показывает сохранение изотопного состава Hf, что соответствует модели поступления новых порций расплава с менее радиогенным изотопным составом на магматической стадии и унаследованию изотопного состава Hf цирконом при метаморфизме.

Таким образом, поздние метаморфогенные генерации циркона ИВК были сформированы при рекристаллизации раннего циркона без существенного привноса редких элементов (в частности P3Э и Hf) во время более поздних (~ 390 — 250 млн лет) метаморфических событий [Hiess et al., 2011; Zeh, Gerdes, 2014], что определяется изохимическим характером этого метаморфизма и существенным обеднением метаморфического флюида редкими элементами (в частности P3Э и Hf), которое характерно для низкотемпературных условий [Geisler et al., 2007].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование состава циркона карбонатитов, миаскитов и миаскит-пегматитов ильмено-вишневогорского комплекса (Урал) позволило выявить разновозрастные генерации, которые характеризуются следующими особенностями:

1. Состав ранних генераций циркона I и II с (U-Pb) возрастом 430—410 млн лет) из щелочных пород и карбонатитов ильмено-вишневогорского комплекса определяется в основном эволюцией родительских флюидонасыщенных щелочно-карбонатитовых расплавов и в значительной мере связан с совместной кристаллизацией циркона и урансодержащих редкометалльных минералов (гатчеттолита и пирохлора) на заключительных стадиях функционирования магматической системы.

2. Ранние генерации циркона ИВК имеют умеренно радиогенный изотопный состав Hf (ϵ_{Hf} от +11.3 до +4.7), что подтверждает мантийный характер источника магм, указывая на участие в магмогенерации вещества деплетированной мантии (DM) и обогащенного источника. Значительные вариации начального изотопного состава Hf в ранних генерациях циркона свидетельствуют о многостадийном характере процесса кристаллизации циркона при участии новых порций расплава с изотопным составом, определяемым смешением вещества в источнике.

3. Поздние генерации циркона ИВК (с (U-Pb) возрастом 250—350 млн лет) имеют в значительной степени нарушенные «омоложенные» изотопные системы и химический состав, отличный от состава магматических цирконов. Эти цирконы, вероятно, были сформированы на метаморфогенном этапе развития ИВК без существенного привноса вещества, о чем свидетельствует унаследованность гафниевого изотопной системы новообразованными цирконами.

Авторы выражают глубокую признательность коллегам из лаборатории GEMOC (Университет Макуори, Сидней, Австралия) за помощь, консультации и возможность проведения этих исследований. Полезные рекомендации и замечания рецензента позволили существенно улучшить структуру и содержание данной статьи.

Работа выполнена при поддержке проекта УрО РАН «Научные основы наращивания минерально-сырьевой базы Урала по основным видам полезных ископаемых и рациональное недропользование» № 15-11-5-17.

ЛИТЕРАТУРА

Балашов Ю.А., Скублов С.Г. Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов // Геохимия, 2011, № 6, т. 49, с. 622—634.

Ветрин В.Р., Скублов С.Г., Балашов Ю.А., Лялина Л.М., Родионов Н.В. Время образования и генезис иттрий-циркониевого оруденения массива Сахарийок, Кольский полуостров // Зап. РМО, 2014, ч. СХЛШ, № 2, с. 1—22.

Крамм У., Чернышев И.В., Грауэрт Б., Кононова В.А., Брёкер В. Типология и U-Pb систематика цирконов: изучение цирконов в нефелиновых сиенитах Ильменских гор, Урал // Петрология, 1993, т. 1, № 5, с. 536—549.

Краснобаев А.А., Давыдов В.А. Возраст и происхождение Ильменогорской толщи по данным цирконологии (Ильменские горы, Южный Урал) // ДАН, 2000, т. 372, № 1, с. 89—94.

Краснобаев А.А., Недосекова И.Л., Бушарина С.В. Цирконология карбонатитов Вишневогорского массива (Южный Урал) // Труды ИГТ УрО РАН, Екатеринбург, 2009, № 156, с. 261—263.

Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н., Медведева Е.В. Цирконология амфиболитовых миаскитов Ильменогорского массива (Южный Урал) // ДАН, 2010а, т. 430, № 2, с. 227—231.

Краснобаев А.А., Русин А.И., Вализер П.М., Бушарина С.В. Цирконология кальцитовых карбонатитов Вишневогорского массива (Южный Урал) // ДАН, 2010б, т. 431, № 3, с. 1—4.

Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилогов В.Н., Немов А.Б., Бушарина С.В. Цирконология пегматитов Ильменских гор // ДАН, 2014, т. 457, № 4, с. 455.

Краснобаев А.А., Вализер П.М., Русин А.И., Бушарина С.В., Медведева Е.В. Цирконология гипербазитов Булдымского массива (ильмено-вишневогорский комплекс, Южный Урал) // ДАН, 2015, т. 461, № 1, с. 63—69.

Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С., Левина И.А., Сергеев Н.С., Киселев А.П. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург, Уралгеолком, 1997, 274 с.

Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н., Богомолов Е.С., Сергеев С.А., Шевченко С.С. Коррективная интерпретация U-Pb-возраста по цирконам на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на примере некоторых магматических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы) // Региональная геология и металлогения, 2009, № 38, с. 43—53.

Лялина Л.М., Зозуля Д.Р., Савченко Е.Э. Полистадийность кристаллизации циркона в редкоземельно-циркониевом месторождении Сахарийок, Кольский полуостров // ДАН, 2010, т. 430, № 3, с. 371—376.

Макрыгина В.А., Толмачева Е.В., Лепехина Е.Н. История кристаллизации палеозойских гранитоидов по цирконам (SHRIMP-II), Ольхонский регион, озеро Байкал // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (1), с. 41—55.

Недосекова И.Л. Новые данные по карбонатитам ильмено-вишневогорского комплекса (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторождений, 2007, т. 49, № 2, с. 146—164.

Недосекова И.Л., Беляцкий Б.В. Возраст и источники вещества ильмено-вишневогорского щелочного комплекса (Южный Урал): изотопные Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb и Lu-Hf данные // ДАН, 2012, т. 446, № 1, с. 71—76.

Недосекова И.Л., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Баянова Т.Б. Ильмено-вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс: происхождение, рудоносность, источники вещества (Урал, Россия) // Геология рудных месторождений, 2009, т. 51, № 2, с. 157—181.

Недосекова И.Л., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В. Источники вещества ильмено-вишневогорского щелочного комплекса по данным Lu-Hf-изотопии в цирконах // ДАН, 2010, т. 435, № 2, с. 234—239.

Недосекова И.Л., Белоусова Е.А., Беляцкий Б.В. U-Pb-возраст и Lu-Hf изотопные системы цирконов ильмено-вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса, Южный Урал // Литосфера, 2014, № 5, с. 19—32.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа, Дизайн Полиграф Сервис, 2010, 280 с.

Скублов С.Г., Лобач-Жученко С.Б., Гусева Н.С., Гембицкая И.М., Толмачева Е.В. Распределение редкоземельных и редких элементов в цирконах из миаскитовых лампроитов панозерского комплекса Центральной Карелии // Геохимия, 2009, № 9, с. 958—971.

Федотова А.А., Бибикина Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия, 2008, № 9, с. 980—997.

Чернышев И.В., Кононова В.А., Крамм У., Грауэрт Б. Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам // Геохимия, 1987, № 3, с. 323—338.

Andersen T. Correction of common Pb in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Chem. Geol., 2002, v. 192, p. 59—79.

Belousova E.A., Griffin W.L., Shee S.R., Jackson S.E., O'Reilly S.Y. Two age populations of zircons from the Timber Creek kimberlites, Northern Territory, as determined by laser-ablation ICP-MS analysis // Austr. J. Earth Sci., 2001, v. 48, p. 757—765.

- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I.** Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // *Contr. Miner. Petrol.*, 2002, v. 143, p. 602—622.
- Boehnke P., Watson E.B., Trail D., Harrison T.M., Schmitt A.K.** Zircon saturation re-revisited // *Chem. Geol.*, 2013, v. 351, p. 324—334.
- Bojanowski M.J., Baginski B., Clarkson E., Macdonald R., Marynowski L.** Low-temperature zircon growth related to hydrothermal alteration of siderite concretions in Mississippian shales, Scotland // *Contr. Miner. Petrol.*, 2012, v. 164, p. 245—259.
- Burnham A.D., Berry A.J.** An experimental study of trace element partitioning between zircon and melt as a function of oxygen fugacity // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2012, v. 95, p. 196—212.
- DeBievre P., Taylor P.D.P.** Table of the isotopic composition of the elements // *Intern. J. Mass Spectr. Ion Processes*, 1993, v. 123, p. 149.
- De Hoog J.C.M., Lissenberg C.J., Brooker R.A., Hinton R., Trail D., Hellebrand E.** Hydrogen incorporation and charge balance in natural zircon // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2014, v. 141, p. 472—486.
- Elhlou S., Belousova E.A., Griffin W.L., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.** Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2006, v. 70, № 18, p. A158.
- Fu B., Mernagh T.P., Kita N.T., Kemp A.I.S., Valley J.W.** Distinguishing magmatic zircon from hydrothermal zircon: a case study from the Gidginbung high-sulphidation Au-Ag-(Cu) deposit, SE Australia // *Chem. Geol.*, 2009, v. 259, p. 131—142.
- Gasquet D., Pelletier E., Cheilletz A., Mouttaqi A., Annich M., Hakour A., Deloule E., Fqraud G.** Hydrothermal zircons: a tool for ion microprobe U-Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit Morocco) // *Chem. Geol.*, 2007, v. 245, p. 135—161.
- Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F.** Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts // *Elements*, 2007, v. 3, p. 43—50.
- Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A., Jackson S.E., van Achtebergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R.** The Hf isotope composition of cratonic mantle: LA-MC-ICP-MS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2000, v. 64, p. 133—147.
- Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A., Saeed A.** Comment: Hf-isotope heterogeneity in standard zircon 91500 // *Chem. Geol.*, 2006, v. 233, p. 358—363.
- Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A., Saeed A.** Reply to «Comment to short-communication «Comment: Hf-isotope heterogeneity in zircon 91500» // *Chem. Geol.*, 2007, v. 244, p. 354—356.
- Hanchar J.M., van Wetrenen W.** Rare earth element behavior in zircon-melt systems // *Elements*, 2007, v. 3, p. 37—42.
- Hayden L.A., Watson E.B.** Rutile saturation in hydrous siliceous melts and its bearing on Ti-thermometry of quartz and zircon // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 258, p. 561—568.
- Hiess J., Bennett V.C., Nutman A.P., Williams I.S.** Archaean fluid-assisted crustal cannibalism recorded by low $\delta^{18}\text{O}$ and negative $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ isotopic signatures of West Greenland granite zircon // *Contr. Miner. Petrol.*, 2011, v. 161, p. 1027—1050.
- Horie K., Hidaka H., Gauthier-Lafaye F.** Elemental distribution in zircon: alteration and radiation-damage effects // *Phys. Chem. Earth*, 2006, v. 31, p. 587—592.
- Hoskin P.W.O.** Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from Jack Hills, Australia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2005, v. 69, № 3, p. 637—648.
- Hoskin P.W.O., Ireland R.** Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator // *Geology*, 2000, v. 28, № 7, p. 627—630.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U.** The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Zircon* / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. *Rev. Mineral. Geochem*, 2003, v. 53, p. 17—62.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A.** The application of laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // *Chem. Geol.*, 2004, v. 211, p. 47—69.
- Lenting C., Geisler T., Gerdes A., Kooijman E., Scherer E.E., Zeh A.** The behavior of the Hf isotope system in radiation-damaged zircon during experimental hydrothermal alteration // *Amer. Miner.*, 2010, v. 95, p. 1343—1348.
- Lichtervelde V.M., Melcher F., With R.** Magmatic vs. hydrothermal origins for zircon associated with tantalum mineralization in the Tanco pegmatite, Manitoba, Canada // *Amer. Miner.*, 2009, v. 94, p. 439—450.
- Lichtervelde V.M., Holtz F., Hanchar J.M.** Solubility of manganotantalite, zircon and hafnon in highly fluxed peralkaline to peraluminous pegmatitic melts // *Contr. Miner. Petrol.*, 2010, v. 160, p. 17—32.
- Lichtervelde V.M., Holtz F., Dziony W., Ludwig Th., Meyer H.P.** Incorporation mechanisms of Ta and Nb in zircon and implications for pegmatitic systems // *Amer. Miner.*, 2011, v. 96, p. 1079—1089.

Martin L.A.J., Duchene S., Deloule E., Vanderhaeghe O. Mobility of trace elements and oxygen in zircon during metamorphism: consequences for geochemical tracing // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 267, p. 161—174.

Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Mouttaqi A., Annich M., El Hakour A., Deloule E., Fraud G. Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U-Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit—Morocco) // *Chem. Geol.*, 2007, v. 245, p. 135—161.

Pettke T., Audetat A., Schaltegger U., Heinrich C.A. Magmatic-to-hydrothermal crystallization in the W-Sn mineralized Mole Granite (NSW, Australia) // *Chem. Geol.*, 2005, v. 220, p. 191—213.

Rasmussen B. Zircon growth in very low grade metasedimentary rocks: evidence for zirconium mobility at ~250 °C // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2005, v. 150, p. 146—155.

Rubin J.N., Henry C.D., Price J.G. Hydrothermal zircons and zircon overgrowths, Sierra Blanca Peaks Texas // *Amer. Miner.*, 1989, v. 74, p. 865—869.

Rúbia R.V., Gislaine A.B. SHRIMP U-Pb and U-Pb laser ablation geochronological on zircons from Monte Santo alkaline intrusive suite, Western Araguaia Belt, Tocantins State, Brazil // *J. Geosci. Environ. Protection*, 2014, v. 2, p. 170—180.

Schaltegger U. Hydrothermal zircon // *Elements*, 2007, v. 3, p. 51—57.

Scherer E., Münker C., Mezger K. Calibration of the lutetium-hafnium clock // *Science*, 2001, v. 293, p. 683—687.

Shnyukov S.E., Cheburkin A.K., Andreev A.V. Geochemistry of wide-spread coexisting accessory minerals and their role in investigation of endogenetic and exogenetic processes // *Geol. J.*, 1989, № 2, p. 107—145.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26, p. 207—221.

Toscano M., Pascual E., Nesbitt R.W., Almodovar G.R., Saez R., Donaire T. Geochemical discrimination of hydrothermal and igneous zircon in the Iberian Pyrite Belt, Spain // *Ore Geol. Rev.*, 2014, v. 56, p. 301—311.

Trail D., Thomas J.B., Watson E.B. The incorporation of hydroxyl into zircon // *Amer. Miner.*, 2011, v. 96, p. 60—67.

Trail D., Watson E.B., Tailby N.D. Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2012, v. 97, p. 70—87.

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, v. 64, p. 295—304.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contr. Miner. Petrol.*, 2006, v. 151, p. 413—433.

Yang W.B., Niu H.-C., Shan Q., Sun W.-D., Zhang H., Li N.-B., Jiang Y.-H., Yu X.-Y. Geochemistry of magmatic and hydrothermal zircon from the highly evolved Baerzhe alkaline granite: implications for Zr-REE-Nb mineralization // *Miner. Deposita*, 2014, v. 49, p. 451—470.

Zeh A., Gerdes A. HFSE (High Field Strength Elements)-transport and U-Pb-Hf isotope homogenization mediated by Ca-bearing aqueous fluids at 2.04 Ga: constraints from zircon, monazite, and garnet of the Venetia Klippe, Limpopo Belt, South Africa // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2014, v. 138, p. 81—100.

*Рекомендована к печати 24 сентября 2015 г.
А.Э. Изахом*

*Поступила в редакцию 9 сентября 2014 г.,
после доработки — 4 августа 2015 г.*