

УДК 550.93+553.493.6+552.312

**МАЛЬДЖАНГАРСКИЙ КАРБОНАТИТОВЫЙ МАССИВ (Анабарский щит):
ВОЗРАСТ МАГМАТИЗМА И ОРУДЕНЕНИЯ (U-Pb и Re-Os изотопные системы)****А.В. Молчанов, В.Е. Гузев, Е.Н. Лепехина, Р.Ш. Крымский,
А.В. Антонов, Б.В. Беляцкий, Е.И. Хорохорина***Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия*

Представлены первые результаты комплексного изотопно-геохимического исследования доломитовых карбонатитов Мальджангарского массива, расположенного в юго-восточной части Билляхской зоны тектонического меланжа (юго-восточная периферия Анабарского щита). Цирконы, выделенные из образцов керна с глубины 6–30 м, имеют трехфазное строение. Все они оказались захваченными из вмещающих метаморфических пород и характеризуют возраст основного этапа высокоградиентного метаморфизма региона: 2027 ± 9 млн л. н. Пироклор с содержанием урана от 38 до 705 мкг/г и радиогенного свинца от 5 до 21 мкг/г, со слабо проявленной метамиктизацией кристаллической решетки и ненарушенной уран-свинцовой системой позволил получить конкордантную оценку возраста редкометалльной минерализации массива: 167 ± 4 млн лет, которая, вероятно, ненамного отличается от возраста кристаллизации самих карбонатитов. Полученный возраст соответствует одному из этапов кимберлит-карбонатитового магматизма на восточном склоне Анабарского свода. Рений-осмиевая изотопная система пирита из наложенных поздних карбонат-сульфидных прожилков в карбонатитах указывает на близкий, в пределах погрешности определения, возраст 179 ± 14 млн лет и низкую величину начального осмиевого отношения, которая свидетельствует об участии в формировании изотопной системы пирита вещества мантийного происхождения.

Карбонатиты, U-Pb возраст, циркон, пироклор, Re-Os изотопное датирование, Мальджангарский массив, Анабарский щит

**THE MAL'DZHANGARKA CARBONATITE MASSIF (Anabar Shield):
THE AGE OF MAGMATISM AND MINERALIZATION (U-Pb and Re-Os isotope systems)****A.V. Molchanov, V.E. Guzev, E.N. Lepekhina, R.Sh. Krymskiy, A.V. Antonov,
B.V. Belyatsky, E.I. Khorokhorina**

We present the first results of a comprehensive isotope-geochemical study of dolomitic carbonatites of the Mal'dzhangarka massif located in the southeast of the Billyakh melange zone (southeastern periphery of the Anabar Shield). Zircon grains separated from core samples from a depth of 6–30 m have a three-phase structure. All of them were trapped from the host metamorphic rocks and mark the age of the main stage of high-gradient metamorphism in the region, 2027 ± 9 Ma. Pyrochlore containing 38–705 ppm U and 5–21 ppm radiogenic Pb, with weak metamictization of the crystal lattice and an undisturbed U–Pb system, made it possible to estimate the concordant age of rare-metal mineralization in the massif, 167 ± 4 Ma, which is probably close to the crystallization age of the host carbonatites. The estimated age corresponds to one of the stages of kimberlite–carbonatite magmatism on the eastern slope of the Anabar dome. The Re–Os isotope system of pyrite from superposed late carbonate–sulfide veinlets in the carbonatites testifies to a close (within the error of determination) age, 179 ± 14 Ma, and a low initial Os isotope ratio, which indicates the contribution of mantle material to the formation of this isotope system.

Carbonatite, U–Pb age, zircon, pyrochlore, Re–Os isotope dating, Mal'dzhangarka massif, Anabar Shield

ВВЕДЕНИЕ

Комплексы ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов (УЩК) являются важнейшими источниками REE, Ta, Nb, Zr, P, Al, Pt, Cu и других полезных ископаемых. УЩК широко развиты на платформах, срединных массивах и в обрамляющих их областях завершенной складчатости. Они представлены сложными магматическими и гидротермальными образованиями, часто связанными с глубинными разломами [Фролов и др., 2003, 2005]. В северной части Сибирской платформы известны две обособленные УЩК провинции — Маймеча-Котуйская (более 20 самостоятельных массивов централь-

ного типа, включая Гулинский, Маган, Ыраас, Ессей и др.) в западном обрамлении Анабарского щита и Уджинская (Томторский, Богдо и Промежуточный массивы) в восточном обрамлении [Фролов и др., 2003]. Эти провинции возникли в разное время и характеризуются различными особенностями структурного и пространственного размещения. Современные геохронологические исследования показывают, что формирование Маймеча-Котуйской провинции происходило 250 млн л. н. под воздействием Сибирского суперплюма [Dalrymple et al., 1995; Kogarko, Zartman, 2007; Малич и др., 2015], в то время как образование Уджинской провинции соответствует времени формирования краевых разломов Сибирского кратона в результате его отделения от лавразийской части суперконтинента Родиния 700—670 млн л. н. и воздействия Вилуйского плюма на восточный край Сибирского кратона 415—380 млн л. н. [Владыкин и др., 2014]. Более поздние проявления магматизма, зафиксированные на восточном склоне Анабарского свода, относятся к внедрению кимберлитовых и карбонатитовых расплавов 160—146 млн л. н. [Griffin et al., 1999; Зайцев, 2006; Граханов, Смелов, 2011]. Этот пик эндогенной активности рассматривается различными исследователями как заключительный этап плюмового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы [Добрецов и др., 2013; Кузьмин, Ярмолюк, 2014].

Мальджангарский карбонатитовый массив расположен в юго-восточной части Билляхской зоны тектонического меланжа (юго-восточная периферия Анабарского щита). Впервые массив был обнаружен в 80-е гг. двадцатого столетия [Шахотько, Багдасаров, 1983], позднее его изучением занимался ряд исследователей [Ходжаев и др., 2007; Владыкин, 2016]. В 2003—2004 гг. Амакинской геолого-разведочной экспедицией были проведены детальные геологические работы, включая малоглубинное разведочное бурение (6 скважин глубиной до 100 м). Но возраст карбонатитов и сульфидно-редкометалльного оруденения Мальджангарского массива определен не был. В настоящей работе на основании комплексного локального уран-свинцового датирования циркона и пирохлора с привлечением результатов Re-Os изохронного метода по сульфидам впервые делается попытка установить возраст образования карбонатитов и минерализации Мальджангарского массива.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ МАЛЬДЖАНГАРСКОГО МАССИВА

Билляхская зона тектонического меланжа расположена на востоке Анабарского щита и разделяет Хапчанский и Далдынский террейны [Парфенов, Кузьмин, 2001]. Протяженность этой зоны около 250 км, а ширина достигает 30 км. Формирование Билляхской зоны тектонического меланжа на основе датировок циркона уран-свинцовым локальным методом (SHRIMP-II) соответствует временному интервалу 1983—1971 млн лет основных коллизионных событий Хапчанского и Далдынского террейнов [Смелов и др., 2012]. Зона приурочена к системе сближенных разрывных нарушений с тектоническими блоками и пластинами, сложенными метаморфитами хапчанской и верхнеанабарской серий. Породы подверглись метаморфизму в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Зоны милонитизации и катаклаза, трассирующие разрывные нарушения Билляхской зоны тектонического меланжа, под большим углом падают на восток, но на глубине выполаживаются [Смелов и др., 2012]. Региональные разломы определяют структурный план изучаемой территории, а также контролируют кимберлит-карбонатитовый магматизм, с которым парагенетически связано редкоземельное и редкометалльное оруденение. Одним из проявлений такого магматизма является Мальджангарский карбонатитовый массив, расположенный в юго-восточной части Билляхской зоны тектонического меланжа. Следует отметить, что вблизи от рассматриваемой интрузии выделены девять магнитных аномалий, интерпретируемых как не вскрытые эрозией карбонатитовые массивы, что существенно увеличивает потенциал территории как источника редкометалльных и редкоземельных элементов [Ходжаев и др., 2007].

Мальджангарский массив расположен в верховьях р. Мальджангарка, правого притока р. Дюкен (бассейн р. Большая Куонамка). В плане интрузия имеет овальную форму, несколько вытянутую в северо-западном направлении на 4.1 км при ширине 2.3 км (рис. 1). На современном эрозионном срезе массив образует пологую возвышенность в центре округлой заболоченной депрессии [Шахотько, Багдасаров, 1983]. Коренные выходы, за исключением приконтактных частей, практически отсутствуют, что существенно осложняет его исследование. Интрузив приурочен к пересечению северо-восточного и северо-западного разломов, а также оперяющих их разрывных структур, что обусловило интенсивное развитие хрупких деформаций, которые проявились в виде многочисленных зон дробления и брекчирования пород [Ходжаев и др., 2007].

Интрузия прорывает породы кристаллического фундамента, представленные различными ассоциациями метаморфических образований верхнеламайского мигматит-гнейсового диафорического комплекса (2000—1850 млн лет [Музыка и др., 1978]): чередование биотитовых, биотит-амфиболовых и биотит-гранатовых гнейсов и сланцев с повсеместной мигматизацией. Мальджангарский массив характеризуется концентрически-зональным строением — центральная часть сложена карбонатитами с реликтами кварц-полевошпатовых пород с эгирином; краевые зоны — породами кварц-гематитового и кварц-карбонат-микроклин-гематитового состава [Шахотько, Багдасаров, 1983]. Породы массива про-

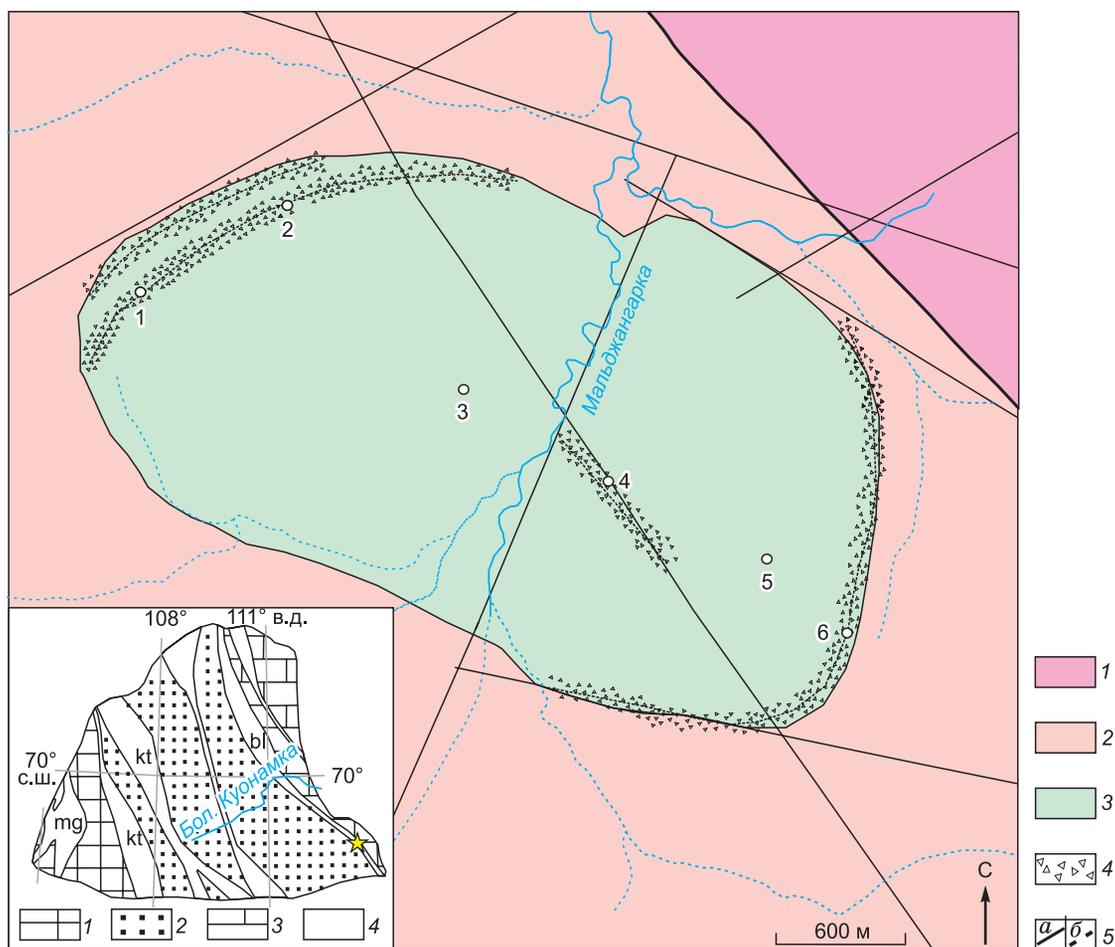


Рис. 1. Схема геологического строения Мальджангарского карбонатитового массива (по материалам [Ходжаев и др., 2007] с дополнениями авторов).

1 — протерозойские метаморфические породы эйиминской толщи; 2 — раннепротерозойские метаморфические породы верхнелампунского комплекса (Билляхская зона тектонического меланжа); 3 — карбонаты Мальджангарского массива; 4 — зоны брекчирования; 5 — разрывные нарушения (*a* — достоверные, *b* — потенциальные). Белыми кружками показаны скважины и их номера. На врезке приведена тектоническая схема Анабарского щита: 1—3 — террейны: 1 — Маганский, 2 — Далдынский, 3 — Хапчанский; 4 — зоны тектонического меланжа (*mg* — Маганская, *kt* — Котуйканская, *bl* — Билляхская). Желтой звездочкой отмечена изучаемая территория.

рваны более поздними телами альнеитов, которые образуют маломощные (0.2—0.5 м) жилы протяженностью до 30 м, хонолиты мощностью до 15 м и трубки взрыва диаметром до 20 м. В экзоконтактной зоне массива зафиксированы метасоматические процессы фенитизации (Ab-Amp-Aeg) [Ходжаев и др., 2007]. По минеральному и химическому составу карбонаты разделяются на кальцитовые, доломитовые, анкеритовые и сидеритовые [Владыкин, 2016]. Существуют и переходные разности.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Аналитические исследования выполнены в Центре изотопных исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург). Возраст доломитовых карбонатов Мальджангарского массива определялся локальным уран-свинцовым изотопным методом на ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II при анализе отдельных зерен циркона и пироклора из керна разведочных скважин. Для определения возраста циркона использовалась стандартная методика, аналогичная ранее описанной [Williams, 1998], U-Pb отношения в анализируемом цирконе нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет [Black et al., 2003]. Для выбора конкретных точек анализа использовали изображения минерала в проходящем свете, в режиме катодоллюминесценции (CL) и в обратноотраженных электронах (BSE).

Для локального U-Pb анализа пирохлора отобранные вручную зерна имплантировались в эпоксидную смолу вместе с зернами откалиброванного внутрिलाбораторного стандарта — пирохлор 331-1 (севильтыно-вишневогорского щелочного комплекса, Урал) с возрастом 230 ± 1 млн лет и содержанием урана 1500 мкг/г [Беляцкий и др., 2018; Недосекова и др., 2018]. Далее зерна пирохлоров были сошлифованы и приполированы приблизительно наполовину своей толщины. Затем на шайбу наносилось золотое покрытие в установке катодно-вакуумного распыления в течение одной минуты при силе тока 20 мА. Пирохлор не обладает способностью к катодной люминесценции, поэтому для выбора участков датирования на поверхности зерен использовали изображения зерен в режиме обратнорассеянных электронов, отражающие геохимическую гетерогенность минерала, наличие трещин и включений. Накопление изображений BSE проводилось на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500.

Первичный пучок вторично-ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP-II был сфокусирован с помощью 120-микрометровой диафрагмы Кёлера. Размер эллиптической аналитической точки на поверхности образца $\sim 25 \times 20$ мкм. Величина интенсивности первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода ~ 2.5 нА. Вторичные ионные токи измерялись высокочастотным вторично-электронным умножителем в режиме сканирования по массам. Размер выходной щели ионного источника 80 мкм в сочетании с шириной 100 мкм входной щели умножителя обеспечивал разрешение по массе более 5200, исключая наложения изобарных масс в анализируемом диапазоне. В процессе анализа измерялись следующие ионы: $^{202}\text{Nb}_2\text{O}$, ^{204}Pb , фон 204.5, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{238}U , ^{248}ThO , ^{254}UO . Массы $^{202}\text{Nb}_2\text{O}$, ^{206}Pb , ^{238}U , ^{248}ThO , ^{254}UO использовались для юстировки центра пика ионного тока. Каждый анализ состоял из замеров ионных токов всех вышеперечисленных масс в последовательных четырех сканах. Измеренные изотопные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ отношения нормализовались на значение 0.0363, что соответствует возрасту 230 млн лет в стандарте пирохлор 331-1 [Лепехина и др., 2016]. Поправка на обыкновенный свинец проводилась в предположении конкордантности возрастов по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) оценивались на уровне одной сигмы, а погрешности вычисленных по линиям смешения и конкордантных возрастов на уровне двух сигм. Обработка измеренных данных осуществлялась с использованием программы SQUID v1.13 [Ludwig, 2001]. Для построения графиков с конкордией по рассчитанным изотопным отношениям использовалась программа ISOPLOT/Ex 3.41 [Ludwig, 2003].

Элементный анализ пирохлоров был выполнен методом энергодисперсионной спектроскопии (ЭДС). Измерения проводились на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) CamScan MX2500, оборудованном энергодисперсионным спектрометром Link Pentafet (Oxford Instruments), Si(Li) детектор с площадью 10 мм² и разрешающей способностью 138 эВ для MnK_α . Ускоряющее напряжение составляло 20 кВ, рабочее расстояние — 35 мм, ток зонда — 0.5 нА, время накопления — 70 с (без учета мертвого времени), алгоритм учета поправок — ХРР (из состава программного обеспечения INCA Energy 450). Зерна пирохлоров были помещены в стандартный микропрепарат (эпоксидную шайбу с диаметром 2.54 см), отполированы и напылены золотом. Эталоны служили аттестованные синтетические и природные материалы, в качестве проверочной фазы для контроля воспроизводимости использовался внутрिलाбораторный стандарт пирохлор ПС-331.

Re-Os датирование рудной минерализации проводилось по монофракциям пирита из представительного обр. М-2/1 (скв. № 2, гл. 14 м). Образец представлен доломитовым карбонатитом с пиритовой минерализацией в виде прожилков и в рассеянной форме. Из образца вручную под бинокулярной лупой были отобраны пять монофракций пирита навеской от 134 до 257 мг. Растворение минералов осуществлялось в прямой и обратной царской водке с последующей сепарацией осмия и рения с использованием бромовой экстракции, микродистилляции и жидкостной экстракции с изоамиловым спиртом [Birck et al., 1997]. Определение концентраций Re и Os и отношения $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ производилось методом изотопного разбавления с использованием калиброванного изотопного $^{185}\text{Re}-^{190}\text{Os}$ индикатора, который добавлялся к навеске сульфида до разложения пробы. Измерения изотопного состава проводили в динамическом режиме регистрации: осмия — на ионном счетчике масс-спектрометра Triton (Thermo Scientific) в отрицательно заряженных ионах, а рения — из 3 %-го раствора HNO_3 при низком разрешении на электронном умножителе масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой Neptune (Thermo Scientific).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изученные образцы, из которых был выделен циркон, пирохлор и монофракции пирита, представлены доломитовыми карбонатитами. Доломитовые карбонатиты характеризуются гипидиоморфно-зернистой, с элементами аллотриаморфно-зернистой и панидиоморфно-зернистой структурой и массивной текстурой (рис. 2). Породы состоят преимущественно из доломита (75—90 %) и апатита (5—15 %). Вторичные минералы представлены кальцитом, фукситом, флогопитом, эгирином и рибекитом; акцессорные минералы — пирохлор, монацит, пирит, циркон, рутил, титанит и магнетит.

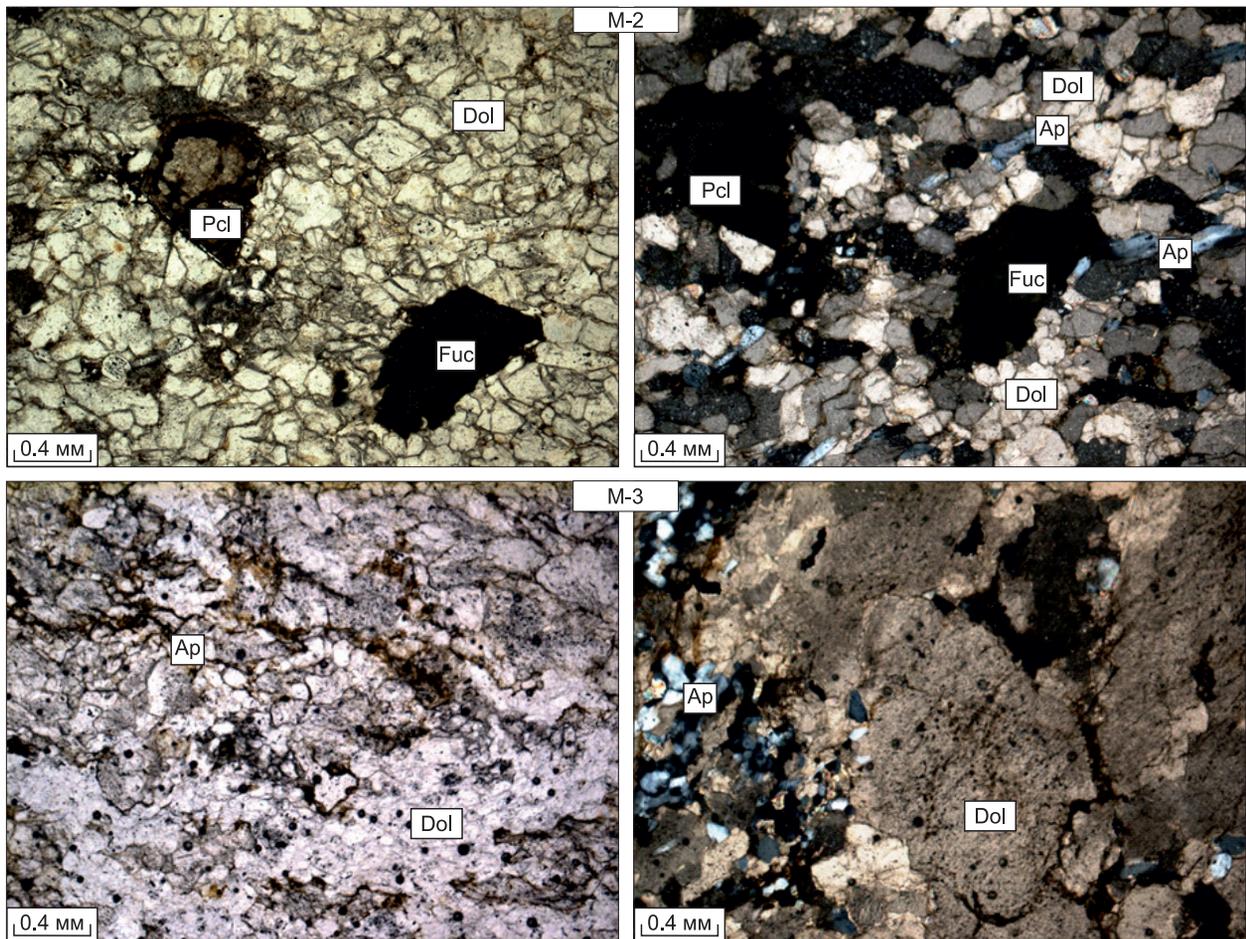


Рис. 2. Микрофотографии доломитовых карбонатов Мальджангарского массива:

слева — без анализатора, справа — с анализатором. Dol — доломит, Ap — апатит, Pcl — пирохлор, Fuc — фуксит.

U-Pb датирование циркона. Для изотопного датирования Мальджангарского массива был выделен циркон из трех образцов доломитовых карбонатов (рис. 3). Все зерна циркона (размером 100—400 мкм) изученных образцов характеризуются отчетливым трехфазным строением: центральная часть зерна — темная, неправильной формы, часто с резко выраженной осцилляторной зональностью и повышенным количеством микровключений. Ядро соответствует типичным цирконам из высокотемпературных гранитогнейсовых комплексов [Hoskin, Schaltegger, 2003]. Центральную часть обрастает мантия шириной от 10 до 50—70 мкм, с грубой осцилляторной зональностью, иногда не отчетливо выраженной. Зональность мантии неконформна зональности ядра, часто срезает последнюю. Внешняя оболочка зерен представлена тонкой (1—5 мкм) зоной с хорошо выраженной резорбцией поверхности (граней зерна) и является, по сути, реакционной каймой, т.е. результатом типичной реакции растворения—рекристаллизации циркона в основном или щелочном расплаве [Tichomirowa et al., 2013; Шарков и др. 2015]. Наиболее наглядно трехфазное строение зерен циркона фиксируется в катодолуминесцентном изображении (центральная часть — черная, мантия — светло-серая, реакционная кайма — черная либо белая в зависимости от содержания элементов-люминофоров), но и в проходящем свете часто центральные части зерен являются более интенсивно окрашенными или непрозрачными. Всего было проведено 36 локальных изотопных анализов в цирконе (табл. 1).

Выделенный циркон из обр. М-2 (скв. № 2, гл. 30 м) представлен крупными призматическими и короткопризматическими кристаллами размером 150—350 мкм по длинной оси. В СL-изображении циркон характеризуется отчетливо выраженной осцилляторной зональностью (см. рис. 3, а). Краевая область зерен имеет более светлую окраску, что свидетельствует о вариациях в составе тяжелых элементов — U и Th, для центральных частей от 250 до 800 мкг/г и от 100 до 350 мкг/г урана и тория соответственно. А во внешних зонах U и Th на порядок меньше: от 20 до 30 мкг/г, при этом величина Th/U отношения в центральных частях зерен изменяется от 0.3 до 0.7, тогда как во внешних зонах от 0.8 до

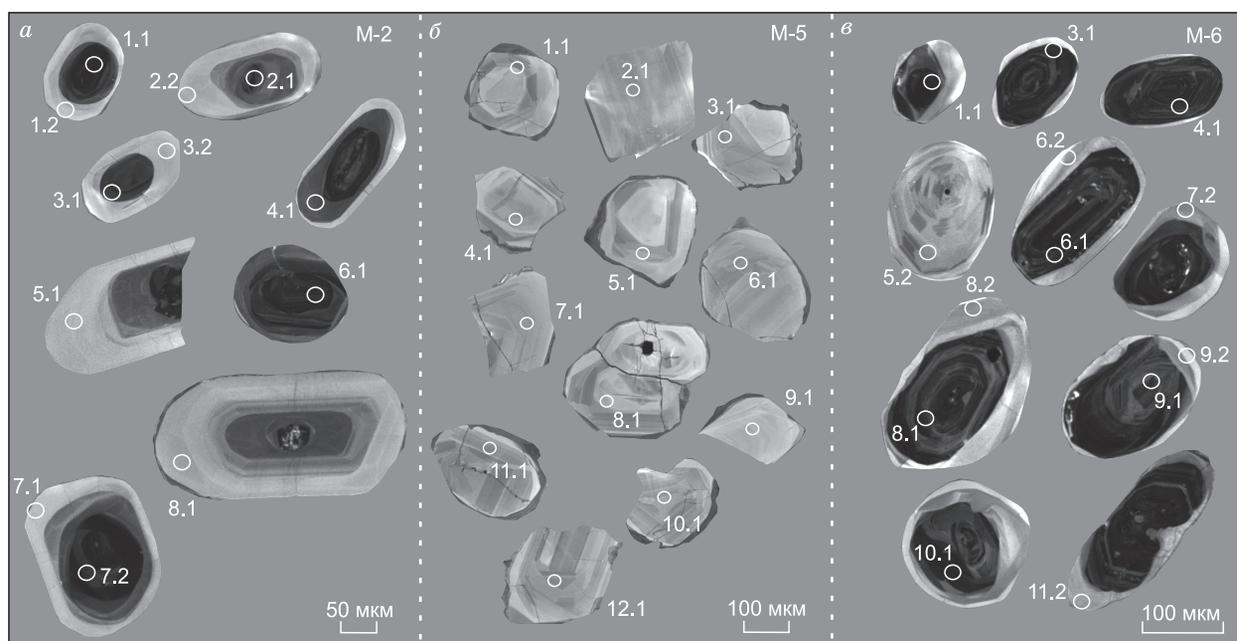


Рис. 3. Изображение изученных зерен циркона в режиме СЛ.

Кружками отмечено положение кратеров (диаметр около 20 мкм) при изотопно-геохимическом исследовании.

1.1. Необходимо отметить, что пониженное содержание U и Th во внешних зонах зерен сопровождается и значительным уменьшением содержания радиогенного свинца (от 200 до 5—7 мкг/г) с возрастанием доли нерадиогенного свинца до 1 %. Все это приводит к существенной гетерогенности уран-свинцовой системы циркона обр. М-2 на локальном уровне и, используя все 12 анализов, рассчитать конкордантный кластер невозможно. Для 11 анализов можно рассчитать дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией определяет точку с возрастом 1936 ± 9 млн лет (СКВО = 0.56; рис. 4, а), а нижнее соответствует современным потерям радиогенного свинца из кристаллической матрицы циркона. Однако в координатах измеренных изотопных отношений $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (без коррекции на долю нерадиогенного свинца) по семи аналитическим точкам рассчитывается конкордантный кластер, соответствующий возрасту 2015 ± 10 млн лет (СКВО = 0.013, вероятность конкордантности 0.91; см. рис. 4, б), который и принимается за лучшую оценку времени образования уран-свинцовой системы данного циркона.

Циркон из обр. М-5 (скв. № 5, гл. 22 м) представлен светло-серыми обломками длинно- и короткопризматических кристаллов (150—400 мкм) с хорошо выраженной зональностью и неровными границами в СЛ-изображении (см. рис. 3, б). Были проанализированы только зональные части мантии зерен, которые характеризуются относительно низкими содержаниями U и Th, в среднем 58 и 51 мкг/г соответственно, и гомогенным Th/U отношением в среднем 1.07. Содержание радиогенного свинца варьирует незначительно от 8 до 20 мкг/г, а доля нерадиогенного свинца не превышает 0.4 %. В координатах измеренных отношений конкордантный кластер 11 из 12 анализов соответствует возрасту 2028 ± 12 млн лет (СКВО = 0.09, вероятность конкордантности 0.80; см. рис. 4, в).

Выделенный циркон из обр. М-6 (скв. № 6, гл. 6 м) имеет морфологические особенности, сходные с аналогичными характеристиками циркона из обр. М-2, но размерность зерен меньше, от 100 до 240 мкм, а соотношение длины к ширине от 1.2:1.0 до 2.8:1.0 (см. рис. 3, в). Как и для циркона обр. М-2, отчетливо фиксируется трехфазное строение зерен, и гетерогенность уран-свинцовой системы (см. табл. 1): содержания U и Th варьируют в центральной части изученных зерен от 170 до 550 мкг/г и от 80 до 650 мкг/г, тогда как в кайме зерен от 20 до 40 мкг/г и от 70 до 140 мкг/г соответственно (Th/U отношение изменяется от < 1.3 до 2.5—8.7 в каймах). При этом содержание радиогенного свинца различается более чем на порядок (10 и 170 мкг/г), а доля нерадиогенного возрастает от нулевых величин в центральных частях зерен до 1.5 % в краевых. Это все приводит к тому, что локальная уран-свинцовая система каймы зерен оказывается нарушенной и влияние поправки на нерадиогенный свинец приводит к существенному занижению возраста: 1911 ± 35 (6 анализов, СКВО = 0.62, вероятность конкордантности 0.43; см. рис. 4, з) против 2038 ± 11 млн лет (7 анализов, СКВО = 0.61, вероятность конкордантности 0.44; см. рис. 4, д) для центральной высокоурановой части зерен циркона.

Таблица 1. Результаты локального (SHRIMP-II) U-Pb анализа циркона из доломитовых карбонатитов Мальджангарского массива

Точка измерения	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содержание, мкг/г			$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} \pm 1\sigma$ возраст, млн лет	Изотопные отношения								Rho	
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$			$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm 1\sigma$, %	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm 1\sigma$, %	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$, %	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$, %		
Образец М-2																
1.1	0.09	791	217	255	0.28	2051	± 19	2.7	1.1	0.1234	0.3	6.37	1.1	0.3745	1.1	0.96
1.2	0.37	24.2	24.5	7.32	1.05	1939	± 29	2.8	1.7	0.1203	2.3	5.82	2.9	0.3510	1.7	0.59
2.1	0.09	282	118	89.0	0.43	2016	± 20	2.7	1.2	0.1193	0.5	6.04	1.3	0.3671	1.2	0.91
2.2	—	23.7	20.8	7.45	0.91	2011	± 30	2.7	1.7	0.1190	2.1	6.01	2.7	0.3660	1.7	0.63
3.1	0.17	256	198	78.2	0.80	1961	± 20	2.8	1.2	0.1198	0.6	5.87	1.3	0.3555	1.2	0.88
3.2	0.34	25.5	26.3	7.89	1.07	1979	± 29	2.8	1.7	0.1174	2.2	5.82	2.7	0.3594	1.7	0.61
4.1	0.11	76.4	358	23.6	4.84	1976	± 22	2.8	1.3	0.1181	1.1	5.84	1.7	0.3586	1.3	0.77
5.1	0.70	22.5	19.1	7.11	0.88	2010	± 31	2.7	1.8	0.1194	2.8	6.02	3.4	0.3659	1.8	0.53
6.1	0.11	576	222	178	0.40	1978	± 19	2.8	1.1	0.1181	0.4	5.85	1.2	0.3591	1.1	0.94
7.1	0.14	304	217	91.7	0.74	1935	± 19	2.8	1.1	0.1182	0.6	5.70	1.3	0.3501	1.1	0.89
7.2	0.65	19.8	15.9	6.13	0.83	1970	± 32	2.8	1.9	0.1184	3.0	5.83	3.5	0.3574	1.9	0.53
8.1	0.94	27.4	26.8	8.74	1.01	2020	± 29	2.7	1.7	0.1181	2.9	5.99	3.4	0.3679	1.7	0.50
Образец М-5																
1.1	—	63.9	66.4	20.4	1.07	2037	± 25	2.7	1.4	0.1226	1.4	6.28	2.0	0.3716	1.4	0.72
2.1	—	62.1	73.7	19.9	1.23	2042	± 27	2.7	1.5	0.1245	1.4	6.40	2.1	0.3727	1.5	0.74
3.1	0.08	55.1	63.3	17.2	1.19	1997	± 25	2.7	1.4	0.1237	1.5	6.20	2.1	0.3632	1.4	0.69
4.1	0.15	29.3	32.8	9.31	1.16	2025	± 30	2.7	1.7	0.1223	2.1	6.22	2.8	0.3690	1.7	0.63
5.1	—	44.7	41.4	14.2	0.96	2031	± 27	2.7	1.5	0.1266	1.6	6.46	2.2	0.3703	1.5	0.69
6.1	—	41.1	32.9	13.0	0.83	2021	± 27	2.7	1.6	0.1254	1.7	6.37	2.3	0.3683	1.6	0.68
7.1	—	46.0	45.8	14.6	1.03	2027	± 26	2.7	1.5	0.1266	1.6	6.45	2.2	0.3694	1.5	0.69
8.1	0.40	50.3	58.3	15.4	1.20	1959	± 25	2.8	1.5	0.1212	2.0	5.94	2.5	0.3552	1.5	0.61
9.1	0.18	24.9	25.0	7.98	1.04	2038	± 32	2.7	1.8	0.1243	2.3	6.38	3.0	0.3719	1.8	0.61
10.1	—	46.7	44.6	15.0	0.99	2042	± 26	2.7	1.5	0.1253	1.6	6.44	2.2	0.3728	1.5	0.69
11.1	—	60.1	70.0	18.9	1.20	2008	± 25	2.7	1.4	0.1237	1.5	6.23	2.1	0.3656	1.4	0.69
12.1	0.19	57.2	56.3	18.1	1.02	2016	± 25	2.7	1.4	0.1259	1.6	6.38	2.2	0.3672	1.4	0.67
Образец М-6																
1.1	0.04	554	76.8	177	0.14	2035	± 24	2.7	1.4	0.1248	0.7	6.39	1.5	0.3711	1.4	0.87
3.1	0.06	377	219	124	0.60	2086	± 25	2.6	1.4	0.1259	1.2	6.63	1.8	0.3820	1.4	0.76
4.1	—	330	208	106	0.65	2040	± 25	2.7	1.4	0.1246	0.9	6.40	1.7	0.3723	1.4	0.84
5.2	0.57	16.6	139	5.01	8.67	1935	± 52	2.8	3.1	0.1171	6.2	5.65	7.0	0.3500	3.1	0.45
6.1	0.04	497	647	162	1.35	2071	± 24	2.6	1.4	0.1249	1.1	6.53	1.8	0.3789	1.4	0.77
6.2	0.80	16.8	79.4	5.22	4.89	1978	± 56	2.8	3.3	0.1223	6.0	6.05	6.8	0.3590	3.3	0.48
7.2	0.92	39.6	133	11.4	3.47	1850	± 36	3.0	2.2	0.1171	5.4	5.37	5.9	0.3323	2.2	0.38
8.1	0.32	317	230	102	0.75	2041	± 25	2.7	1.4	0.1257	1.1	6.46	1.8	0.3725	1.4	0.79
8.2	1.01	24.9	124	7.55	5.16	1934	± 45	2.8	2.7	0.1188	5.7	5.73	6.3	0.3499	2.7	0.42
9.1	—	173	158	55.2	0.95	2038	± 27	2.7	1.5	0.1267	1.3	6.49	2.0	0.3718	1.5	0.76
9.2	1.49	20.1	94.7	6.09	4.86	1918	± 51	2.9	3.1	0.1197	7.9	5.72	8.5	0.3460	3.1	0.36
10.1	—	444	173	139	0.40	2000	± 24	2.7	1.4	0.1261	0.8	6.32	1.6	0.3638	1.4	0.86

Примечание. Pb_c и Pb^* — обыкновенный и радиогенный свинец. Ошибки при калибровке стандарта 0.38 % (обр. М-2, М-5) и 0.56 % (обр. М-6) и не включены в ошибки определения единичного локального анализа. Коррекция на обыкновенный свинец при расчете возраста произведена по величине измеренного ^{204}Pb . Rho — коэффициент корреляции ошибок.

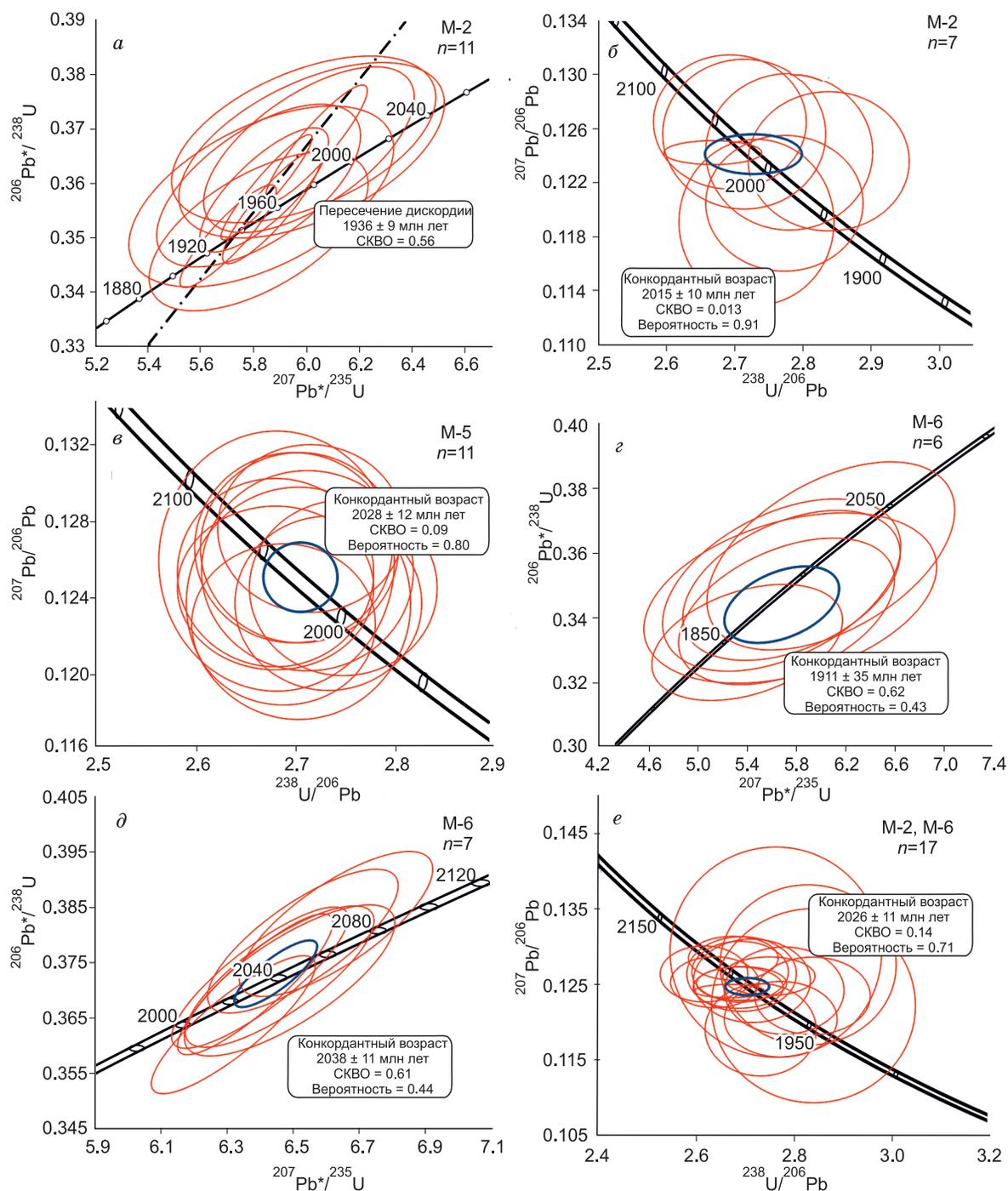


Рис. 4. Графики с конкордией для циркона из доломитовых карбонатитов Мальджангарского массива.

Учитывая морфологическое сходство зерен циркона образцов М-2 и М-6 и близость изотопно-геохимических параметров их уран-свинцовой системы, а также совпадение в пределах погрешности возрастной оценки формирования систем, был рассчитан конкордантный кластер по сумме 17 анализов с наименьшей долей обычного свинца для двух образцов в координатах измеренных уран-свинцовых отношений (см. рис. 4, е). Полученный результат (2026 ± 11 млн лет при $SKBO = 0.14$ и вероятности конкордантности 0.71), в пределах погрешности не отличается от возраста уран-свинцовой системы циркона обр. М-5 (2028 ± 12 млн лет), что позволяет сделать вывод о времени кристаллизации циркона доломитовых карбонатитов Мальджангарского массива 2027 ± 9 млн л. н. (средневзвешенная оценка возраста по всем трем образцам).

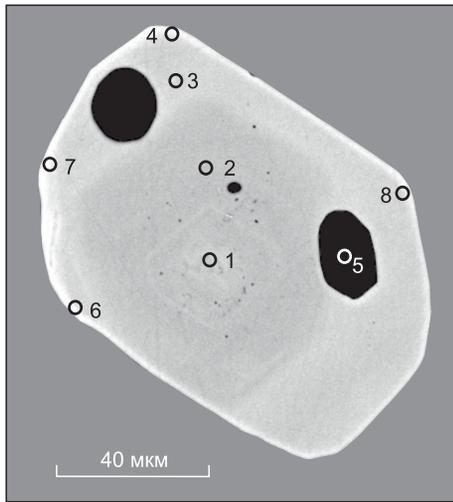


Рис. 5. Изображение проанализированного зерна фторкальциопирохлора из доломитовых карбонатитов Мальджангарского массива в обратноотраженных электронах (BSE).

Номера точек анализа соответствуют табл. 2.

U-Pb датирование пирохлора. Помимо циркона, U-Pb изотопное датирование доломитовых карбонатитов проводилось по пирохлору из обр. М-3 (скв. 3, гл. 31 м). Группа пирохлора объединяет акцессорные минералы класса сложных оксидов кубической сингонии, отвечающих общей формуле $A_{2-m}B_2O_6Z_{1-y} \times nH_2O$ [Hogart, 1977; Lumpkin et al., 1986; Atencio et al., 2010] — (Na, Ca, Mn, Fe, Sr, Cs, Ba, REE, Y, Pb, Th, U)(Nb, Ti, Ta, Zr)O₆(OH, F). Несмотря на обычно высокие содержания U и Th, пирохлор в качестве минерала-геохронометра широко не используется, и вызвано это тем, что в матрице минерала всегда присутствует значительная доля нерадиогенного свинца,

а кристаллическая структура минерала характеризуется повышенной метамиктностью, что приводит к ускорению диффузии свинца и нарушению замкнутости уран-свинцовой геохронологической системы.

Изученный пирохлор (рис. 5) представлен достаточно чистой разновидностью флюоркальциопирохлора $(Ca,Na)_2Nb_2O_6F$, который по составу (табл. 2) сопоставим с типичными представителями этой группы из крупнейшего редкоземельного и редкометалльного месторождения карбонатитового массива Баян-Обо (Внутренняя Монголия, Китай [Guowu et al., 2016; Fan et al., 2016]). В проходящем свете изученные зерна пирохлора полупрозрачные до непрозрачных с красно-коричневым цветом (рис. 6, а), а в BSE-изображении характеризуются монотонным строением, без явно выраженных оторочек и зон перекристаллизации (см. рис. 6, б). Большая часть зерен размером от 80 до 230 мкм сохраняют кристаллографическую кубоктаэдрическую огранку, а также фрагменты изометричного облика. Выполнено 20 локальных уран-свинцовых анализов отдельных зерен пирохлора (табл. 3). Как видно из результатов анализа, изученный пирохлор характеризуется умеренными содержаниями урана 38—705 мкг/г и тория 129—620 мкг/г, что обеспечивает относительно высокое содержание радиогенного свинца (от 5 до 20 мкг/г ²⁰⁶Pb), при этом доля нерадиогенного не превышает 80 % (в среднем 52 %). Для оценки U-Pb возраста пирохлора нескорректированные на обыкновенный (нерадиогенный) свинец измеренные отношения ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb и ²³⁸U/²⁰⁶Pb всех 20 анализов были нанесены на диаграмму в координатах Тера—Вассербурга [Williams, 1998]. В предположении об изначальной (при образовании уран-свинцовой системы пирохлора в момент его кристаллизации) конкордантности U-Pb системы пирохлора рассчитали линию смещения между радиогенной и обыкновенной (нерадиогенной) компонентами. Пересечение

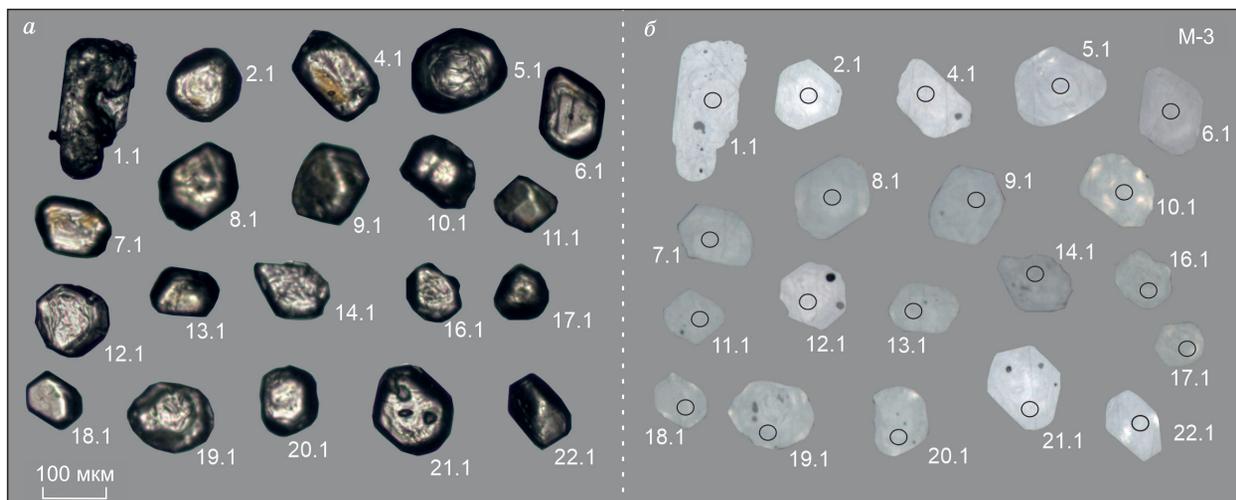


Рис. 6. Изображение изученных зерен пирохлора (обр. М-3) в проходящем свете (а) и в обратноотраженных электронах (BSE) (б).

Кружками отмечено положение кратеров (диаметр около 20 мкм) при изотопно-геохимическом исследовании.

Таблица 2. Состав проанализированного зерна пироксера из доломитовых карбонатитов Мальджангарского массива (мас. %)

Компонент	Точка измерения						
	1	2	3	4	6	7	8
F ⁻	4.84	4.25	5.13	3.54	4.20	3.47	4.74
Na ₂ O	8.46	8.10	7.93	7.29	7.89	4.42	6.44
CaO	13.69	13.67	14.31	13.97	13.44	14.43	14.02
TiO ₂	1.42	1.39	1.68	1.73	0.62	0.76	1.31
Nb ₂ O ₅	66.62	66.62	66.81	69.12	69.66	72.74	67.84
Сумма	95.03	94.02	95.86	95.65	95.82	95.81	94.35

Примечание. Точка измерения 5 – апатит.

этой линии с осью ординат соответствует отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в свинце нерадиоогенной компоненты. В нашем случае это отношение, согласно модели Стейси—Крамера [Stacey, Kramers, 1975], задавалось величиной ≈ 0.846 , что соответствует модельному составу свинца 160 млн л. н. при образовании пироксера. Нижнее пересечение с конкордией определяет возраст пироксера и соответствует величине 164 ± 6 млн лет при СКВО, равном 1.13 (рис. 7, а). Если ввести поправку на долю нерадиоогенного свинца в предположении изначальной конкордантности возрастов уран-свинцовой системы для каждого единичного измерения, то средневзвешенный возраст для всех 20 анализов по отношению $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ составит 167 ± 4 при СКВО, равном 0.89 (см. рис. 7, б). О сохранности кристаллической решетки изученных пироксеров свидетельствует и тот факт, что внесение поправки на нерадиоогенную компоненту в измеренные уран-свинцовые отношения по количеству измеренного 204-го изотопа свинца позволяет рассчитать конкордантный кластер для 11 выполненных анализов, соответствующий возрасту в координатах дочерний—родительский изотоп: 166 ± 6 млн лет при СКВО, равном 0.01, и вероятности конкордантности уран-свинцовой системы 0.92 (см. рис. 7, в).

Полученные результаты U-Pb датирования циркона и пироксера из доломитовых карбонатитов Мальджангарского массива показали значительное расхождение: от 2027 млн л. н. для кристаллизации циркона до 167 ± 4 млн л. н. для образования уран-свинцовой системы пироксера.

Re-Os изохронное датирование пирита. Результаты Re-Os изотопного анализа пирита из доломитового карбонатита (обр. М-2/1) приведены в табл. 4. Как указывалось выше, пирит представлен в карбонатитах в виде прожилков и в рассеянной форме, механическая сепарация не позволила выделить отдельные морфотипы или генерации сульфида. Поэтому навески на изотопный анализ брались примерно равные (по 134—257 мг) так, чтобы количество аналитических точек позволяло произвести статистически достоверную обработку полученных результатов при построении изохронной зависимости. Содержания рения и осмия в изученных навесках пирита существенно не различаются (от 5.99 до 8.74 и 0.163—0.300 нг/г соответственно), за исключением навески № 1 (Re: 46.4 и Os: 0.376 нг/г). Повышенные значения Re/Os отношения в пирите позволяют отнести его к группе сульфидов высокордиоогенных с низким содержанием обычного (нерадиоогенного) осмия [Stein, 2014]: $^{187}\text{Os}_{\text{рад}}$ от 0.01 до 0.09 нг/г, что составляет до 90 % от содержания общего ^{187}Os . Такие сульфиды позволяют получить оценку возраста, как и для молибденита, по соотношению родительского и дочернего изотопа без учета неопределенности начального изотопного состава осмия (модельный возраст). Так, на рис. 8, а показана линей-

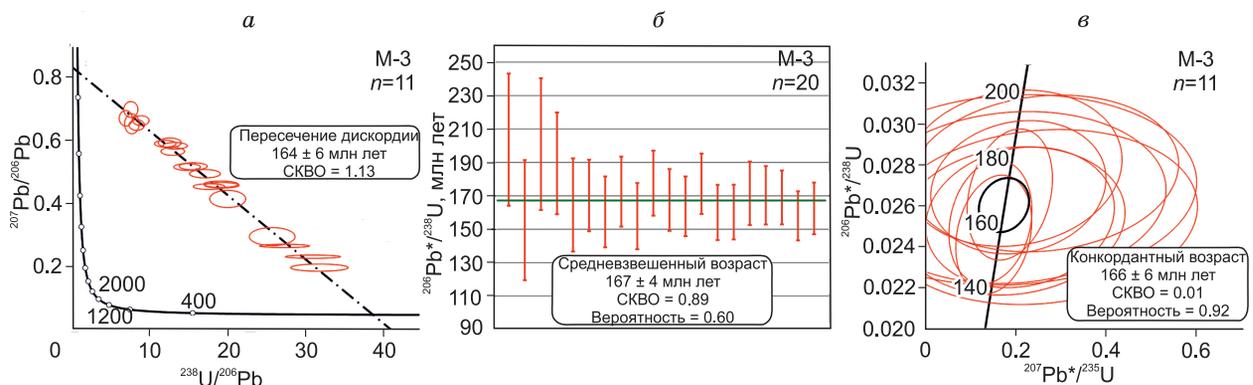


Рис. 7. U-Pb возраст пироксера из доломитовых карбонатитов Мальджангарского массива.

Таблица 3. Результаты локального U-Pb изотопного анализа (SHRIMP-II) пирохлора из доломитовых карбонатитов Мальджангарского массива

Точка измерения	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, %	Содержание, мкг/г			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} \pm 1\sigma$	возраст, млн лет	Изотопные отношения								Rho
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$				$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm 1\sigma$, %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm 1\sigma$, %	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$, %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$, %	
Образец М-3/1																
1.1	66.9	162	364	10.4	2.33	158	± 10	39.1	6.8	0.0728	54.9	0.26	55.3	0.0255	6.8	0.12
2.1	74.8	47.5	129	4.84	2.81	189	± 15	45.9	15.6	—	—	—	—	0.0218	15.6	—
4.1	58.4	150	605	8.62	4.18	178	± 10	38.8	6.6	—	—	—	—	0.0258	6.6	—
5.1	27.2	476	620	14.9	1.35	169	± 8	37.5	4.9	0.0515	19.7	0.19	20.3	0.0266	4.9	0.24
5.2	68.1	95.0	2488	6.44	27.0	160	± 11	42.0	9.3	—	—	—	—	0.0238	9.3	—
6.1	77.4	38.2	189	4.67	5.11	204	± 20	33.2	13.9	—	—	—	—	0.0301	13.9	—
8.1	51.6	192	212	8.57	1.14	160	± 8	39.4	5.8	0.0559	51.5	0.20	51.8	0.0253	5.8	0.11
9.1	64.6	110	277	7.25	2.60	172	± 10	37.1	7.5	—	—	—	—	0.0270	7.5	—
10.1	50.6	202	404	9.77	2.07	177	± 9	35.8	5.6	0.0510	49.7	0.20	50.0	0.0279	5.6	0.11
11.1	76.8	94.8	241	9.07	2.63	165	± 14	42.2	14.0	—	—	—	—	0.0237	14.0	—
12.1	55.8	133	301	6.67	2.33	164	± 9	42.7	7.1	—	—	—	—	0.0234	7.1	—
13.1	58.7	144	433	7.88	3.11	167	± 9	37.7	6.5	0.0544	68.6	0.20	68.9	0.0265	6.5	0.09
14.1	67.6	167	281	11.9	1.74	170	± 11	37.2	7.1	0.0525	85.2	0.19	85.4	0.0269	7.1	0.08
16.1	30.9	635	252	21.1	0.41	170	± 9	37.0	4.9	0.0559	37.7	0.21	38.0	0.0270	4.9	0.13
17.1	23.0	503	207	13.9	0.43	158	± 7	40.5	4.8	0.0451	21.8	0.15	22.3	0.0247	4.8	0.21
18.1	75.3	62.6	310	6.88	5.12	201	± 20	34.7	13.3	—	—	—	—	0.0288	13.3	—
19.1	18.7	705	258	19.0	0.38	162	± 8	39.5	4.9	0.0419	25.1	0.15	25.6	0.0253	4.9	0.19
20.1	45.8	187	285	8.00	1.57	171	± 10	36.1	5.6	0.0695	45.3	0.27	45.6	0.0277	5.6	0.12
21.1	81.2	40.8	279	4.56	7.06	155	± 18	40.7	16.5	—	—	—	—	0.0246	16.5	—
22.1	51.3	315	274	14.0	0.90	160	± 8	39.2	5.5	0.0601	39.8	0.21	40.2	0.0255	5.5	0.14

Примечание. Ошибка калибровки стандарта не превышает 1.5 % ($\pm 1\sigma$). Коррекция на нерадиоогенный свинец при расчете возраста проведена в предположении конкордантности возрастов по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

ная корреляция, рассчитанная по всем пяти анализам пирита в координатах содержания дочернего и родительского изотопа, наклон которой соответствует возрасту 190 ± 36 млн лет. Высокая величина СКВО (1434) и избыточное количество радиоогенного изотопа осмия в момент образования изотопной системы (0.0081 нг/г) указывают на относительную подвижность рения и осмия при формировании изотопной системы, о чем свидетельствуют и вариации модельного возраста, рассчитанные для каждого анализа (см. табл. 4): от 177 до 209 млн лет. Величина измеренного изотопного состава осмия изученных фракций пирита ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.7889—2.7310$) отличается от мантийных величин (0.1296 [Meisel et al., 1996]) и близка коровым значениям (более 1.0 [Esser, Turekian, 1993]). Используя изохронные координаты $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}—^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и результаты анализа всех пяти навесок пирита (см. рис. 8, б), можно рассчитать линейную корреляцию с высокой величиной среднеквадратичного взвешенного отклонения

Таблица 4. Результаты Re-Os изотопного анализа монофракций пирита из обр. М-2/1 доломитового карбонатита Мальджангарского массива

№ навески	Навеска, мг	Содержание, нг/г					$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$\pm 2\sigma$, %	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	$\pm 2\sigma$, %	T, млн лет
		Re	Os	^{187}Re	^{187}Os	$^{187}\text{Os}_{\text{rad}}$					
1	226.6	46.4	0.376	29.141	0.1005	0.0924	791.9	0.50	2.7310	1.413	182
2	257.3	5.99	0.163	3.764	0.0181	0.0100	194.2	0.50	0.9321	0.777	187
3	212.5	7.51	0.250	4.720	0.0238	0.0157	156.4	0.50	0.7889	0.689	177
4	134.4	8.74	0.133	5.494	0.0216	0.0135	369.2	0.50	1.4509	0.790	182
5	134.9	8.74	0.300	5.492	0.0309	0.0228	152.9	0.50	0.8609	0.680	209

Примечание. Модельный возраст T рассчитан из предположения начального изотопного состава осмия, соответствующего отношению $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 0.327.

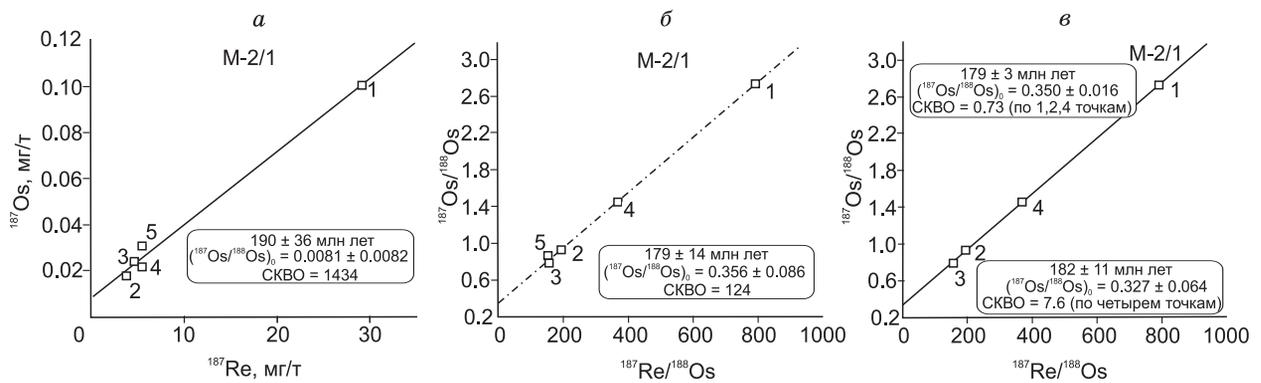


Рис. 8. Изохронные Re-Os диаграммы в координатах материнский—дочерний изотоп ^{187}Re - ^{187}Os (а) и (б, в) для изученных монофракций пирита из доломитового карбонатита обр. М-2/1 Мальджангарского массива.

(СКВО = 124) и начальным отношением изотопов осмия $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$: 0.356 ± 0.086 , соответствующую оценке возраста 179 ± 14 млн лет. Если для расчета корреляции использовать четыре из пяти навесок пирита, то наклон линейного тренда (см. рис. 8, в) соответствует возрасту 182 ± 11 млн лет при величине СКВО = 7.6 и начальном изотопном отношении осмия $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_0$, равном 0.327 ± 0.064 . При корреляции трех анализов пирита (1, 2 и 4) наклон изохроны отвечает возрасту 179 ± 3 млн лет при СКВО, равном 0.73 и величине начального изотопного отношения $(^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os})_0$ 0.350 ± 0.016 . Такие низкие значения начального отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ при всех вариантах расчета корреляций (0.327—0.356) предполагают, что в процессе формирования сульфидной минерализации Мальджангарского массива принимало участие вещество с нерадиогенным составом осмия, единственным источником которого может быть мантийное вещество или флюид.

Таким образом, за наилучшую оценку возраста сульфидной минерализации (пирита) можно принять величину 179 ± 3 млн лет. Но эта оценка возраста пирита существенно превосходит уран-свинцовый возраст кристаллизации пироклора (167 ± 4 млн лет).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты изотопно-геохронологического датирования с использованием различных изотопных систем по ограниченному количеству kernового материала позволяют, тем не менее, охарактеризовать возраст не только карбонатитового магматизма, но и редкометалльного оруденения Мальджангарского массива.

Циркон в породах рассматриваемой интрузии весьма широко распространен как аксессуарный минерал, однако типичный для карбонатитов циркон обладает рядом отличительных свойств, в частности морфологических (короткостолбчатые кристаллы, вплоть до псевдокубктаэдров), которые для изученного циркона Мальджангарского массива нехарактерны [Rodionov et al., 2012; Tichomirowa et al., 2013; Шарков и др., 2015]. Все исследованные цирконы по морфологии и внутренней структуре имеют магматическое или метаморфогенное происхождение [Hoskin, Schaltegger, 2003], однако изначально высокие содержания U (от 150 до 800 мкг/г) не подтверждают их связь с карбонатитовым расплавом, цирконы которого обычно сильно обеднены U [Rodionov et al., 2012; Tichomirowa et al., 2013; Недосекова и др., 2016] и обогащены Th, т. е. Th/U отношение в типично карбонатитовых цирконах может достигать десятков, сотен, а иногда и тысяч [Rodionov et al., 2012]. U-Pb геохронологические исследования циркона из доломитовых карбонатитов Мальджангарского массива показали, что время их формирования 2027 ± 9 млн л. н. Как уже указывалось, интрузия карбонатитов прорывает породы кристаллического фундамента, которые представлены образованиями верхнеламайского мигматит-гнейсового диафорического комплекса и имеют аналогичный возраст [Музыка и др., 1978]. Таким образом, все проанализированные цирконы являются захваченными из вмещающих пород и в процессе взаимодействия с карбонатитовым расплавом подверглись лишь частичному растворению и перекристаллизации с образованием внешних резорбированных кайм [Шарков и др., 2015], но возраст этого процесса зафиксировать не удалось, так как размер этих образований обычно составляет первые микрометры. Низкоурановая (U: 20—40 мкг/г) кайма зерен циркона, вероятно, соответствует зонам метаморфической перекристаллизации с частичным нарушением уран-свинцовой системы и выносом урана. Возраст этого метаморфического события точно определить не удалось, наиболее близкая оценка может быть сделана по кон-

Таблица 5.

Локальный химический состав пирохлора (мас. %)

Точка измерения	F ⁻	Na ₂ O	CaO	TiO ₂	SrO	Nb ₂ O ₅	Ce ₂ O ₃	Сумма
Образец М-3								
1	4.35	8.07	13.37	0.87	0.00	69.12	0.00	95.77
2	3.84	8.93	13.77	0.74	0.00	67.87	0.00	95.15
3	4.90	7.99	13.42	0.77	0.00	66.30	0.00	93.38
4	4.81	8.21	13.95	1.12	0.00	66.88	0.00	94.98
5	4.70	8.38	14.00	1.37	0.00	67.17	0.00	95.62
6	5.67	7.84	13.36	1.02	0.00	66.89	0.00	94.78
7	5.57	8.30	13.86	1.32	0.00	64.97	0.00	94.02
8	5.35	7.71	13.88	1.50	0.00	66.72	0.00	95.16
9	4.61	8.20	13.79	1.03	0.00	66.74	0.00	94.37
10	4.79	8.14	13.88	1.39	0.00	65.80	0.00	94.00
11	5.67	8.19	13.60	0.96	0.00	65.92	0.00	94.35
12	4.61	8.47	14.02	1.18	0.00	68.61	0.00	96.90
13	5.63	8.18	13.73	0.88	0.00	67.94	0.00	96.36
14	5.57	8.22	13.80	1.44	0.00	66.07	0.00	95.11
15	4.45	8.59	13.82	0.92	0.00	66.78	0.00	94.57
16	6.04	8.44	13.89	1.52	0.00	66.27	0.00	96.15
17	4.58	8.36	14.06	0.96	0.00	67.12	0.00	95.08
18	5.21	7.89	12.88	1.48	0.00	65.63	0.00	93.10
19	5.52	8.25	13.61	1.44	0.00	65.75	0.00	94.58
20	5.85	10.79	12.58	1.09	0.00	64.79	0.00	95.11
21	5.58	8.34	13.50	1.04	0.00	66.11	0.00	94.57
Образец 331-1								
1	4.22	7.56	13.87	3.52	1.56	62.54	0.80	94.07
2	4.92	7.51	12.66	3.78	1.95	61.39	1.72	93.93
3	4.45	8.13	13.03	3.67	1.69	61.73	1.78	94.47
4	3.63	7.87	12.29	3.90	2.06	62.43	2.79	94.96
5	4.61	7.90	12.83	3.62	1.86	62.94	2.19	95.94
6	4.05	7.55	13.74	3.59	1.83	62.78	1.01	94.55
7	5.19	7.79	13.76	3.67	2.00	61.79	1.10	95.29
8	3.67	7.95	13.93	3.68	1.51	62.95	1.27	94.96
9	0.00	8.40	13.81	4.05	1.92	65.18	2.49	95.85
10	5.23	7.25	12.93	3.88	2.10	60.76	1.94	94.09
11	5.08	7.69	13.05	4.02	1.43	61.98	2.68	95.93
12	4.52	7.81	12.99	3.72	1.42	63.12	1.72	95.30
13	5.84	8.24	13.13	3.75	1.81	61.66	1.55	95.98
14	5.43	7.67	13.15	3.73	2.15	63.07	1.72	96.91
15	4.71	7.61	13.67	3.83	1.60	61.05	1.64	94.11
16	4.96	7.95	13.55	3.74	1.77	62.47	1.12	95.55
17	5.98	7.53	12.00	3.76	2.02	61.73	2.65	95.68
18	6.60	7.97	12.06	3.87	1.77	61.29	2.33	95.88
19	6.71	8.02	13.38	3.79	1.36	61.35	1.24	95.85
20	0.00	8.24	13.23	3.95	1.67	66.37	3.55	97.01
21	4.03	7.70	13.29	3.58	2.05	61.75	0.91	93.32

Примечание. Обр. 331-1 — откалиброванный внутрилабораторный стандарт пирохлора (севит ильмено-вишневогорского щелочного комплекса, Урал [Лепехина и др., 2016]).

кордантному кластеру циркона обр. М-6 1911 ± 35 млн лет и дискордии с верхним пересечением с конкордией, соответствующим 1936 ± 9 млн лет, для циркона обр. М-2. Можно предположить, что этап метаморфизма, сопровождавшийся прогревом пород кристаллического фундамента, произошел в данном регионе 1934 ± 8 млн л. н. (средняя оценка по двум образцам).

Хорошо известно, что минералы группы пирохлора являются распространенными и характеристическими для щелочных и карбонатитовых расплавов [Hogarth, 1977; Mitchell, 2015], при кристаллизации которых они часто образуют последовательные генерации с изменением состава по мере эволюции родоначального расплава [Зайцев и др., 2011; Walter et al., 2018]. Так, для поздних генераций пирохлора характерно обогащение барием, стронцием и редкоземельными элементами [Wu et al., 2021], тогда как обогащение фтором и ниобием характерно для пирохлора ранних магматических стадий [Bambi et al., 2012; Melgarejo et al., 2012]. Состав нами изученного пирохлора обр. М-3 (в среднем: Nb_2O_5 — 67.97, CaO — 13.79, TiO_2 — 1.34, Na_2O — 8.47, F — 5.35 %; табл. 5) характеризует его как фторкальциопирохлор $(\text{Ca},\text{Na})_2(\text{Nb},\text{Ti})_2\text{O}_6\text{F}$ согласно современной классификации минералов группы пирохлор [Atencio et al., 2010], практически без какой-либо зональности и примеси РЗЭ и стронция, что может служить указанием на его кристаллизацию в раннюю магматическую высокотемпературную стадию формирования карбонатитов массива [Zurevinski, Mitchell, 2004; Tremblay et al., 2017]. Как указывалось выше, в силу кристаллохимических особенностей в пирохлоре позицию А разделяют на конкурентной основе ионы кальция—натрия и урана—тория—редких земель, что может приводить к существенному обогащению ураном и торием (до 20—30 % оксида урана) минерала и вызывать впоследствии метамиктизацию кристаллической решетки. В свою очередь, это часто обуславливает нарушение замкнутости изотопной системы уран—торий—свинец и потерю возрастной информации. Одним из таких примеров является пирохлор из редкоземельных и редкометалльных карбонатитов щелочно-ультраосновного массива Ковдор в Северной Карелии [Лепехина и др., 2016]. Умеренные концентрации урана и тория (38—705 мкг/г) и умеренная доля нерадиогенного свинца обеспечили сохранность геохронологической системы изученного пирохлора из карбонатитов Мальджангарского массива. Рассчитанный по всем выполненным анализам возраст 167 ± 4 млн лет датирует время кристаллизации пирохлора, а также основной фазы доломитового карбонатитового расплава. Поскольку в настоящее время проявление редкометалльной минерализации этого массива связывается именно с проявлением пирохлора как основного носителя редких металлов (Nb, Ta), то и возраст рассеянной минерализации определяется этим рубежом. Эта датировка существенно отличается от времени формирования интрузий Маймеча-Котуйской и Уджинской провинций [Dalrymple et al., 1995; Kogarko, Zartman, 2007; Владыкин и др., 2014; Малич и др., 2015], но близка возрасту одного из этапов кимберлит-карбонатитового магматизма на восточном склоне Анабарского свода [Griffin et al., 1999; Зайцев, 2006; Граханов, Смелов, 2011].

Известно, что породы карбонатитовой серии в щелочно-ультраосновных комплексах с карбонатами в качестве аксессуарных или второстепенных минералов часто содержат сульфиды от рассеянных количеств до 10 об. % [Сорохтина и др., 2019]. Так, типичными минералами в ранних карбонатитах являются пирротин, сфалерит, пирит и халькопирит, реже галенит. В поздних карбонатитах пирротин может присутствовать в качестве реликтового минерала, но в большей степени обычно присутствуют пирит, халькопирит, сфалерит и галенит [Шпаченко, 2012]. При рассеянном распространении минералов в равномерно-зернистых разновидностях пород это могут быть отдельные гипидиоморфные зерна и их полифазные сростки, которые в крупных скоплениях образуют пламенивидные формы. В поздних карбонатитах сульфиды образуют кристаллы, выполняя пустоты совместно с поздними TR-Va-Sr карбонатами, редкометалльными силикатами, хлоритом и др. Пирит и халькопирит являются постоянно присутствующими минералами пород карбонатитовой серии. Смена ассоциаций главных сульфидных минералов от ранних магматических фаз к поздним гидротермально-метасоматическим проходит по универсальной схеме: пирротин моноклинный + пирит (базиты) → пирротин гексагональный + сфалерит-Cd, халькопирит, пирит (фоскориты и кальцитовые карбонатиты) → пирит, сфалерит-Fe, халькопирит, галенит (доломитовые карбонатиты). Пирротин характерен для оливинитов, пироксенитов, магматических фоскоритов и кальцитовых карбонатитов, близкосоудновременно образуются сфалерит и халькопирит, пирит формируется последним. Изученный нами пирит представлен как рассеянной минерализацией в кальцит-доломитовом матриксе, так и тонкими сульфид-карбонатными прожилками, наложенными на первичный магматический карбонатит. Разделить на генетические фазы изученную фракцию пирита не удалось, поэтому полученная изохронная датировка по совокупности пяти анализов в рений-осмиевых изотопных координатах носит оценочный характер. Однако важным представляется, что начальное отношение изотопов осмия $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$: 0.356 ± 0.086 достаточно низкое при любом варианте расчетов изохрон и однозначно указывает на малорадиогенный состав осмия в момент формирования сульфидной минерализации, источником которого могла быть только мантия. При этом очевидно, что четыре из пяти навески пирита имеют гомогенный состав рений-осмиевой системы (среднее содержание 187 изотопа рения — 4.868 нг/г, а радиогенного 187 изотопа осмия — 0.0155 нг/г), тогда как одна

навеска резко отличается (^{187}Re — 29.14 нг/г, а радиогенного ^{187}Os — 0.092 нг/г). Именно рений-осмиевый изотопный состав этой навески определяет наклон всех рассчитываемых изохрон. Если предположить, что начальный изотопный состав изученного пирита формировался за счет смешения осмия корового состава и мантийного, а доля этих компонентов была непостоянной, то изотопный состав навесок 2—5 в предположении начального изотопного состава $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$: 0.41023 рудообразующего расплава/флюида позволяет построить изохрону, наклон которой соответствует возрасту 164 ± 2 млн лет при СКВО, равном 1.7. Чтобы синхронно с этими навесками образовался пирит навески 1, начальный изотопный состав осмия должен был быть для этой порции минералообразующего флюида более радиогенным, вплоть до $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$: 0.5560, т. е. с увеличением доли корового компонента не менее чем на 25 %. Такие значительные вариации изотопного состава для минералообразования при кристаллизации расплавов не столь типичны, тогда как для флюидно-гидротермальных систем это обычное явление. Учитывая, что пирит в изученных образцах представлен не только в рассеянном виде в матрице породы, но и в виде прожилков, что подразумевает более позднее низкотемпературное гидротермальное образование, вариации начального изотопного состава осмия изученного пирита соответствуют «мантийно-коровой смеси» переменного состава с мантийным компонентом, отвечающим карбонатитовому расплаву, и коровому компоненту флюидно-гидротермальной системы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные комплексные изотопно-геохимические исследования доломитовых карбонатитов Мальджангарского массива позволили получить первую оценку возраста образования массива и связанной с ним редкометалльной минерализации, представленной пирохлором, 167 ± 4 млн лет. Циркон, выделенный из образцов керна с глубины 16—30 м, оказался захваченным из вмещающих метаморфических пород фундамента и характеризует возраст основного этапа высокоградиентного метаморфизма региона: 2027 ± 9 млн л. н. Рений-осмиевая изотопная система пирита из наложенных поздних карбонат-сульфидных прожилков в карбонатитах указывает на близкий к кристаллизации массива возраст 179 ± 14 млн лет и низкую величину начального осмиевого отношения, которая свидетельствует об участии в формировании изотопной системы пирита вещества мантийного происхождения. Пирит с наиболее гомогенной рений-осмиевой системой определяет верхнюю границу образования 164 ± 2 млн лет из карбонатитового расплава или позднего гидротермального флюида.

ЛИТЕРАТУРА

Беляцкий Б.В., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Родионов Н.В., Недосекова И.Л., Петров О.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А. О возрасте Nb-редкометалльного оруденения ильмено-вишневогорского щелочного комплекса (Южный Урал) // ДАН, 2018, т. 481, № 6, с. 646—652.

Владыкин Н.В. Минералого-геохимические особенности карбонатитов Мальджангарского массива, юго-восточная часть Анабарского щита // Щелочной магматизм Земли: тез. докл. XXXIII Международной конференции, М., 2016, с. 20—23.

Владыкин Н.В., Котов А.Б., Борисенко А.С., Ярмолюк В.В., Похиленко Н.П., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Яковлева С.З. Возрастные рубежи формирования щелочно-ультраосновного массива Томтор: результаты геохронологических U-Pb- и ^{40}Ar - ^{39}Ar -исследований // ДАН, 2014, т. 454, № 2, с. 195—199.

Граханов С.А., Смелов А.П. Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на севере Якутии // Отечественная геология, 2011, № 5, с. 56—63.

Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В., Кораго Е.А., Симонов В.А. Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1126—1144.

Зайцев А.И. О возрасте магматитов Эбеляхского и Орто-Баргинского полей (северо-восток Якутской кимберлитовой провинции) // Отечественная геология, 2006, № 5, с. 16—20.

Зайцев А.Н., Вилльямс Ч.Т., Уолл Ф., Золотарев А.А. Эволюция химического состава минералов группы пирохлора из фоскоритов и карбонатитов Хибинского щелочного массива // Записки РМО, 2011, т. 140, № 3, с. 40—55.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 153—184.

Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Беляцкий Б.В., Родионов Н.В., Бережная Н.Г., Шевченко С.С., Сергеев С.А. Особенности U-Pb датирования пирохлора из щелочно-ультраосновного полифазного массива Ковдор (Сев. Карелия): изотопно-геохимические характеристики эволюции состава минералов группы пирохлор // Региональная геология и металлогения, 2016, № 67, с. 86—94.

- Малич К.Н., Хиллер В.В., Баданина И.Ю., Белоусов Е.А.** Результаты датирования тораниита и бадделеита карбонатитов Гулинского массива (Россия) // ДАН, 2015, т. 464, № 4, с. 464—467.
- Музыка Г.М., Машак М.С., Потуроев А.А., Ивлиев К.А.** Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000 (Объяснительная записка). Серия Анабарская, Лист R-49-XXV, XXVI. М., 1978, 70 с.
- Недосекова И.Л., Беляцкий Б.В., Белоусова Е.А.** Редкие элементы и изотопный состав гафния как индикаторы генезиса циркона при эволюции щелочно-карбонатитовой магматической системы (ильмено-вишневогорский комплекс, Урал, Россия) // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (6), с. 1135—1154.
- Недосекова И.Л., Коротеев В.А., Беляцкий Б.В., Шарыгин В.В., Лепехина Е.Н., Прибавкин С.В.** U-Pb датирование рудных ниобиевых минералов группы пирохлора (ильмено-вишневогорский карбонатит-миаскитовый комплекс, Южный Урал) // Литосфера, 2018, т. 18, № 5, с. 758—773.
- Парфенов Л.М., Кузьмин М.И.** Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М., МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001, 571 с.
- Смелов А.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Березкин В.И., Кравченко А.А., Добрецов В.Н., Великославинский С.Д., Яковлева С.З.** Возраст и продолжительность формирования Билляхской зоны тектонического меланжа, Анабарский щит // Петрология, 2012, т. 20, № 3, с. 315—330.
- Сорохтина Н.В., Когарко Л.Н., Зайцев В.А., Кононкова Н.Н., Асавин А.М.** Сульфидные ассоциации карбонатитов и фоскоритов Гулинского массива (Полярная Сибирь) и их перспективность на благородные металлы // Геохимия, 2019, т. 64, № 11, с. 1111—1132.
- Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В.** Карбонатитовые месторождения России. М., НИИ-Природа, 2003, 494 с.
- Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В., Зинчук Н.Н., Белов С.В., Бурмистров А.А.** Карбонаты и кимберлиты (взаимоотношения, минерагения, прогноз). М., НИИ-Природа, 2005, 540 с.
- Ходжаев Д.К., Молчанов А.В., Морозова Н.Е., Рыбакова И.В., Ивановский А.С.** Рудоносность Мальджангарского карбонатитового массива (Анабарский щит, Республика Саха — Якутия) // Региональная геология и металлогения, 2007, № 32, с. 103—107.
- Шарков Е.В., Беляцкий Б.В., Богина М.М., Чистяков А.В., Щипцов В.В., Антонов А.В., Лепехина Е.Н.** Кристаллогенезис и возраст циркона из щелочных и основных пород ельтеозерского магматического комплекса, Северная Карелия // Петрология, 2015, т. 23, № 3, с. 285—307.
- Шахотько Л.И., Багдасаров Ю.А.** Новый карбонатитовый массив Анабарского щита // Докл. АН СССР, 1983, т. 273, № 1, с. 186—189.
- Шпаченко А.К.** Сульфидные минералы щелочно-ультрабазитовых с карбонатитами массивов Кольского п-ова // Труды IX Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН, Апатиты, 2012, с. 316—318.
- Atencio D., Andrade M.B., Christy A.G., Giere R., Kartashov P.M.** The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature // Can. Mineral., 2010, v. 48, p. 673—698.
- Bambi A.C.J.M., Costanzo A., Goncalves A.O., Melgarejo J.C.** Tracing the chemical evolution of primary pyrochlore from plutonic to volcanic carbonatites: the role of fluorine // Mineral. Mag., 2012, v. 76 (2), p. 377—392.
- Birck J.L., Barman M.R., Campas F.** Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples // Geostand. Newsl., 1997, v. 20 (1), p. 19—27.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C.** TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chem. Geol., 2003, v. 200, p. 155—170.
- Dalrymple B.G., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Simonov O.N., Lanphere M.A., Likhachev A.P.** A reconnaissance $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia // Geochim. Cosmochim. Acta, 1995, v. 59 (10), p. 2071—2083.
- Esser B.K., Turekian K.K.** The osmium isotopic composition of the continental crust // Geochim. Cosmochim. Acta, 1993, v. 57 (13), p. 3093—3104.
- Fan H.-R., Yang K.-F., Hu F.-F., Liu S., Wang K.-Y.** The giant Bayan Obo REE-Nb-Fe deposit, China: controversy and ore genesis // Geosci. Front., 2016, v. 7, p. 335—344.
- Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Plupin I.P.** The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // Tectonophysics, 1999, v. 310 (1—4), p. 1—35.
- Guowu L., Guangming Y., Fude L., Ming X., Xiangkun G., Baoming P., Fourestier J.** Fluorocalciopyrochlore, a new mineral species from Bayan Obo, Inner Mongolia, P.R. China // Can. Mineral., 2016, v. 54, p. 1285—1291.
- Hogarth D.D.** Classification and nomenclature of the pyrochlore group // Am. Mineral., 1977, v. 62, p. 403—410.

- Hoskin P.W.O., Schaltegger U.** The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Rev. Mineral. Geochem.*, 2003, v. 53 (1), p. 27—62.
- Kogarko L.N., Zartman R.E.** A Pb isotope investigation of the Guli massif, Maymecha-Kotuy alkaline-ultramafic complex, Siberian flood basalt province, Polar Siberia // *Mineral. Petrol.*, 2007, v. 89, p. 113—132.
- Ludwig K.R.** SQUID 1.02. A user's manual. Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ., 2001, v. 3, 41 p.
- Ludwig K.R.** User's manual for ISOPLOT 3.00. Geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ., 2003, v. 1a, 97 p.
- Lumpkin G.R., Chakoumakos B.C., Ewing R.C.** Mineralogy and radiation effects of microlites from the Harding pegmatite, Taos County, New Mexico // *Am. Mineral.*, 1986, v. 71, p. 569—588.
- Meisel T., Walker R.J., Morgan J.W.** The osmium isotopic composition of the Earth's primitive upper mantle // *Nature*, 1996, v. 383, p. 517—520.
- Melgarejo J.C., Costanzo A., Bambi A.C.J.M., Goncalves A.O., Neto A.B.** Subsolidus processes as a key factor on the distribution of Nb species in plutonic carbonatites: The Tchivira case, Angola // *Lithos*, 2012, v. 152, p. 187—201.
- Mitchell R.H.** Primary and secondary niobium mineral deposits associated with carbonatites // *Ore Geol. Rev.*, 2015, v. 64, p. 626—641.
- Rodionov N.V., Belyatsky B.V., Antonov A.V., Kapitonov I.N., Sergeev S.A.** Comparative in-situ U–Th–Pb geochronology and trace element composition of baddeleyite and low-U zircon from carbonatites of the Palaeozoic Kovdor alkaline-ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia // *Gondwana Res.*, 2012, v. 21, p. 728—744.
- 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.
- Stein H.J.** Dating and tracing the history of ore formation // *Treatise in Geochemistry*, 2014, v. 13, p. 87—118.
- Tichomirowa M., Whitehouse M.J., Gerdes A., Götze J., Schulz B., Belyatsky B.V.** Different zircon recrystallization types in carbonatites caused by magma mixing: Evidence from U–Pb dating, trace element and isotope composition (Hf and O) of zircons from two Precambrian carbonatites from Fennoscandia // *Chem. Geol.*, 2013, v. 353, p. 173—198.
- Tremblay J., Bedard L.P., Matton G.** Columbitization of fluorocalciopyrochlore by hydrothermalism at the Saint-Honore alkaline complex, Québec (Canada): new insights on halite in carbonatites // *Ore Geol. Rev.*, 2017, v. 91, p. 695—707.
- Walter B.F., Parsapoor A., Braunger S., Marks M.A.W., Wenzel T., Martin M., Markl G.** Pyrochlore as a monitor for magmatic and hydrothermal processes in carbonatites from the Kaiserstuhl volcanic complex (SW Germany) // *Chem. Geol.*, 2018, v. 498, p. 1—16.
- Williams I.S.** U–Th–Pb geochronology by ion microprobe // *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.
- Wu B., Hu Y.-Q., Bonnetti C., Xu C., Wang R.-C., Zhang Z.-S., Li Z.-Y., Yin R.** Hydrothermal alteration of pyrochlore group minerals from the Miaoya carbonatite complex, central China and its implications for Nb mineralisation // *Ore Geol. Rev.*, 2021, v. 132, 104059.
- Zurevinski S.E., Mitchell R.H.** Extreme compositional variation of pyrochlore group minerals at the Oka carbonatite complex, Québec: evidence of magma mixing // *Canad. Miner.*, 2004, v. 42, p. 1159—1168.