

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЧУКТУКОНСКОГО КАРБОНАТИТОВОГО МАССИВА, ЧАДОБЕЦКОЕ ПОДНЯТИЕ (*Красноярский край*)

Д.А. Чеботарев¹, А.Г. Дорошкевич^{1,2}, В.В. Шарыгин^{1,3}, Д.С. Юдин^{1,3},
А.В. Пономарчук¹, С.А. Сергеев⁴

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Геологический институт СО РАН, 640047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

⁴ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, 199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

Приведены результаты U-Pb (SHRIMP-II) и Ar-Ar геохронологического изучения пород Чуктуконского массива, входящего в состав чадобецкого щелочно-карбонатитового комплекса, а также развитой по ним коры выветривания. Метод U-Pb (SHRIMP-II) использовался для датирования перовскита из пикритов и монацита из коры выветривания, метод Ar-Ar — для риппита из карбонатитов. Риппит впервые использован в качестве геохронометра. Полученные значения возраста (252 ± 12 и 231 ± 2.7 млн лет) свидетельствуют о проявлении двух магматических импульсов. Они близки по времени с этапами щелочного магматизма Сибирской платформы (250—245 и 238—234 млн лет) и, наиболее вероятно, характеризуют процессы, сопровождающие и завершающие деятельность мантийного суперплюма, формировавшего Сибирскую изверженную провинцию в период 250—248 млн лет. Возраст, полученный по монациту (102.6 ± 2.9 млн лет), отражает время формирования рудоносной коры выветривания по породам массива.

Геохронология, щелочной магматизм, карбонатит, кора выветривания, перовскит, монацит, риппит, Чуктуконский массив, Чадобецкое поднятие.

GEOCHRONOLOGY OF THE CHUKTUKON CARBONATITE MASSIF, CHADOBETS UPLIFT (*Krasnoyarsk Territory*)

D.A. Chebotarev, A.G. Doroshkevich, V.V. Sharygin, D.S. Yudin,
A.V. Ponomarchuk, and S.A. Sergeev

We present results of U-Pb (SHRIMP II) and Ar-Ar geochronological study of the rocks of the Chuktukon massif, which is part of the Chadobets alkaline-carbonatite complex, and of the weathering crust developed after them. Perovskite from picrites and monazite from the weathering crust were dated by the U-Pb (SHRIMP II) method, and rippite from carbonatites, by the Ar-Ar method. Rippite has first been used as a geochronometer. The estimated ages (252 ± 12 and 231 ± 2.7 Ma) testify to two magmatism pulses close in time (within the estimation error) to the stages of alkaline magmatism in the Siberian Platform (250–245 and 238–234 Ma). These pulses characterize, most likely, the processes accompanying and completing the activity of the mantle superplume that formed the Siberian Igneous Province at 250–248 Ma. The monazite-estimated age (102.6 ± 2.9 Ma) is the time of formation of the ore-bearing weathering crust on the massif rocks.

Geochronology, alkaline magmatism, carbonatite, weathering crust, perovskite, monazite, rippite, Chuktukon massif, Chadobets uplift

ВВЕДЕНИЕ

Деятельность мантийных плюмов, как правило, сопровождается ареалами развития щелочного магматизма и образованием больших изверженных провинций, содержащих крупные месторождения полезных ископаемых [Sobolev et al., 2011]. Одной из крупнейших изверженных провинций является Сибирская трапповая провинция Восточно-Сибирской платформы [Добрецов, 2003, 2010; Reichow et al., 2008]. Чадобецкое поднятие, в строении которого выделяют Териновский и Чуктуконский массивы, расположено на юго-западной окраине Сибирской платформы и трапповой провинции и представляет собой один из районов развития платформенных щелочно-ультраосновных пород: пикритов, карбонатитов и кимберлитов. Определение времени формирования щелочных пород чадобецкого комплекса важ-

но для составления истории развития Сибирской трапповой провинции. Однако полученные ранее геохронологические данные по породам чадобецкого комплекса варьируют в широком диапазоне и не позволяют сделать однозначный вывод о возрасте пород и их принадлежности к определенному этапу магматизма. К-Аг геохронологические данные по породам чадобецкого комплекса показывают вариации от 299 до 183 млн лет. Так, например, для пикритов первой фазы был определен возрастной интервал 299—252 млн лет [Забиров и др., 1967]. Значения, полученные для карбонатитов (вторая фаза), также лежат в широком временном диапазоне — 260—183 млн лет. Возраст кимберлитовых трубок (третья фаза) имеет значения 219—200 млн лет. Верхняя возрастная граница комплекса была определена спорово-пыльцевым методом как палеогеновая во времени формирования коры выветривания по магматическим породам и связанной с ней бокситоносной толщи [Кириченко и др., 2012].

В данной работе представлены первые более прецизионные U-Pb и Ar-Ar геохронологические исследования чадобецкого комплекса по породам Чуктуконского массива, включая кору выветривания. Для датирования были использованы минералы, формировавшиеся непосредственно из силикатного и карбонатного расплавов и в коре выветривания (перовскит из щелочных пикритов; риппит из кальцитовых карбонатитов; монацит из коры выветривания по карбонатитам). Впервые в качестве геохронометра был использован риппит, $K_2(Nb, Ti)_2(Si_4O_{12})O(O, F)$, недавно зарегистрированный как новый минерал [Doroshkevich et al., 2016; Sharygin et al., 2016]. Полученное значение возраста по риппиту, одному из основных Nb-минералов карбонатитов Чуктуконского массива, в совокупности с датировкой по монациту из коры выветривания по карбонатитам позволили оценить возраст и этапы рудогенеза в пределах Чадобецкого поднятия.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЧАДОБЕЦКОГО ПОДНЯТИЯ

Поднятие имеет эллипсоидную форму с размерами осей 45 и 35 км (рис. 1). Ядро поднятия, образующее два выступа — северный (Териновский массив) и южный (Чуктуконский массив), сложено карбонатно-терригенными отложениями среднего рифея—кембрия: глинистыми и алевролитоглинистыми сланцами, песчаниками, известняками и их доломитовыми разновидностями, доломитами, линзами сидеритов, галечниками, алевролитами и прослоями углей. Внешнее обрамление поднятия образовано полями развития траппов долеритового и габбро-долеритового состава в субгоризонтальных пермокарбонатных терригенных отложениях и пермотриасовых туфах [Скляров, 1971; Кириченко и др., 2012].

В составе чадобецкого магматического комплекса выделяются три фазы внедрения магматических пород: к первой — относится комплекс щелочно-ультраосновных пород, вторая — представлена карбонатитами, в третью фазу образовались кимберлиты [Скляров, 1971; Кириченко и др., 2012] (рис. 2).

Щелочно-ультраосновные породы преимущественно представлены пикритами и щелочными пикритами, в меньшей степени флогопитсодержащими слюдистыми перидотитами, мелилит- и нефелин-мелилитовыми породами. По данным многих исследователей, породы этой фазы образуют практически непрерывный силлово-жильный комплекс вокруг Териновского и Чуктуконского выступов [Скляров, 1971; Ковригина, 1984; Кириченко и др., 2012]. Мощность силлов и дайковых тел обычно не превышает нескольких десятков метров. В центральных частях купольных структур щелочно-ультраосновные породы в основном слагают интрузии штокообразной и неправильной формы с размерами от 50×80 до 1300×1500 м [Скляров, 1971; Кириченко и др., 2012].

Карбонатиты образуют штокообразные массивы в ядрах купольных структур (100×150 и 200×250 м на Териновском выступе и 2.3×1.4 и 1.9×0.9 км на Чуктуконском выступе), тела неправильной формы, а также дайки и жилы, секущие ультраосновные породы первой фазы [Кириченко и др., 2012].

Кимберлиты образуют трубки взрыва (диатремы) и жильные тела. Диатремы имеют размеры 30—700 м и воронко- и трубообразную форму с резкими секущими контактами [Кириченко и др., 2012]. Тела расположены вдоль центральной части поднятия с севера на юг, а также группируются в ядрах Териновского и Чуктуконского выступов [Скляров, 1971; Ковригина, 1984; Кириченко и др., 2012]. Жильные тела кимберлитов установлены в северной части Териновского выступа. Мощность таких тел составляет до первых десятков метров. Их залегание чаще всего согласное с вмещающими породами. Наличие ксенолитов всех разновидностей пород первой и второй фаз в трубках взрыва позволяет отнести их к третьей фазе чадобецкого магматического комплекса [Скляров, 1971; Ковригина, 1984; Кириченко и др., 2012].

Большая часть интрузивных образований скрыта под рыхлыми аллювиальными отложениями или щебнисто-глинистыми и глинистыми бокситоносными корами выветривания, мощность которых по данным бурения составляет от 5 до 60 м, а в пределах Чуктуконского выступа иногда достигает 480 м [Скляров, 1971; Ковригина, 1984; Кириченко и др., 2012].

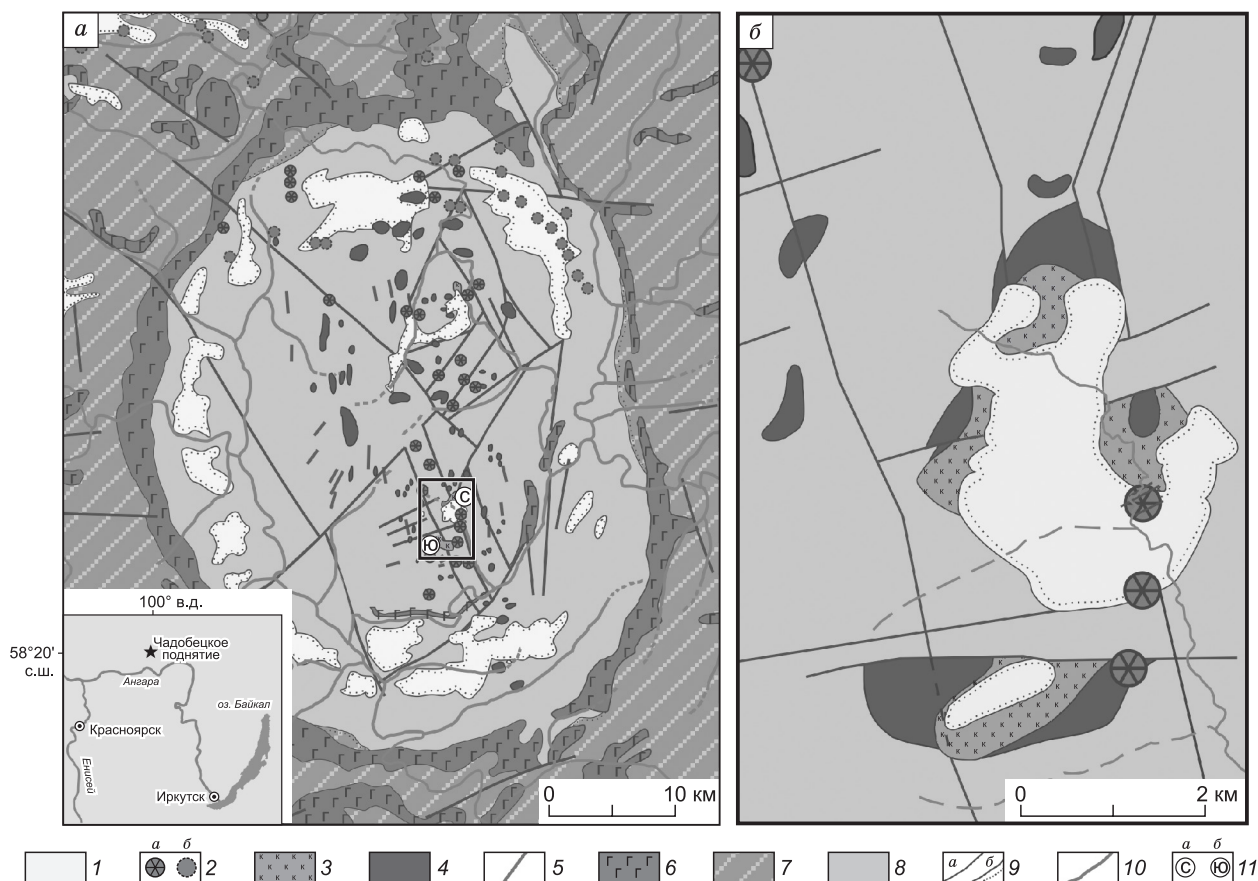


Рис. 1. Геологические схемы Чадобецкого поднятия (а) и Чуктуконского массива (б), по материалам [Жириченко и др., 2012].

1 — верхнемезозойско-кайнозойские отложения: глины с прослоями песков, кора выветривания (бокситы); 2 — вне масштаба: а — кимберлитовые трубки (третья фаза чадобецкого комплекса); б — магнитные и аэромагнитные аномалии «трубочного» типа [Мкртычян, 2005]; 3 — карбонатиты второй фазы; 4 — ультраосновные интрузии первой фазы; 5 — дайки, сложенные породами первой фазы; б — пермтриасовые долеритовые, габбро-долеритовые интрузии; 7 — верхнепалеозойско-нижнемезозойские отложения: песчаники, алевролиты, аргиллиты, сидериты, конгломераты, угли, гальки, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфы; 8 — среднерифейско-кембрийские отложения: сланцы глинистые и алевролитоглинистые, песчаники, известняки, доломиты, алевролиты; 9 — геологические границы между разновозрастными образованиями: а — согласные, б — несогласные; 10 — разрывные нарушения; 11 — наиболее крупные карбонатитовые массивы: а — Северный, б — Южный.

КРАТКАЯ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ЧУКТУКОНСКОГО МАССИВА

Пикриты образуют массивные тонко- и мелкозернистые порфиоровые породы, содержащие фенокристы оливина(?) и клинопироксена(?), полностью замещенные минералами группы хлорита и серпентина. Основная масса сложена преимущественно минералами группы хлорита, кальцитом и смесью глинистых минералов. К второстепенным минералам относятся перовскит, флогопит, апатит, хромит, магнетит и гроссуляр-андрадитовый гранат, к аксессуарным — барит, кварц, титанит, романешит, монацит, рутил, кальцитрит и минералы группы канкринита.

Карбонатиты представляют собой мелко- и среднезернистые кальцитовые разновидности белого и коричневого цветов разных оттенков с массивной, пятнистой, реже полосчатой текстурой. Основным минералом в них является кальцит, второстепенными и аксессуарными — доломит, фторкальциопироксид, Nb-рутил, пирит, рипшит, калишпат, тайниолит, олекминскит, фторапатит, флюорит, анкилит-(Ce) [Чеботарев и др., 2016; Sharygin et al., 2016]. Карбонатиты характеризуются гидротермальными изменениями от слабых до весьма интенсивных, приведших к образованию кварца, барита, гетита, псиломелана (романешит±голландит), паризита-(Ce), синхизита-(Ce), монацита-(Ce), франколита (карбонатфторапатит), эгирина, флоренсита-(Ce) и Ba-Sr-гидропироксид. В качестве одиночных кристаллитов, полиминеральных сростков и дочерних фаз включений в кальците и фторапатите были выявлены бур-

банкит $(\text{Na}, \text{Ca})_3(\text{Sr}, \text{Ba}, \text{Ce})_3(\text{CO}_3)_5$, стронцианит, голландит, барит, дациншанит-(Ce) $(\text{Sr}, \text{Ca}, \text{Ba})_3(\text{Ce}, \text{La})(\text{CO}_3)_{3-x}(\text{PO}_4)(\text{OH}, \text{F})_{2x}$, феррохагендорфит (группа аллюодита) $(\text{Na}, \text{Ca})_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_2(\text{PO}_4)_3$ и другие неидентифицированные фосфаты, обогащенные Na, LREE, Ba, Sr и Fe [Шарыгин и др., 2016].

Кимберлиты имеют голубовато-серый, зеленоватый цвет и брекчиевидную текстуру. Обломки различных пород и минералов достигают первых сантиметров и могут составлять до 60 % породы. Форма ксенолитов осадочных пород угловато-округлая, изверженных пород — шаровидная или овальная. Обломки пород и макрокристы флогопита, доломита и оливина(?) погружены в тонкозернистую матрицу, сложенную доломитом, кальцитом, калиевым полевым шпатом. В основной массе также отмечаются флогопит, апатит, пирит, рутил, хромит, магнетит, кварц, пироклор, редко ильменит, диопсид, стронцианит, дациншанит-(Ce), барит. Все оливины(?) замещены кварц-доломитовым агрегатом. Особенностью пород является обычное присутствие лапиллей, в которых ядра, представленные флогопитом, доломитом или полностью замещенным оливином(?), окружены тонкозернистым материалом, сложенным доломитом, рутилом, магнетитом и флогопитом.

Структурно-текстурные особенности коры выветривания и ее состав зависят от начального субстрата (щелочной пикрит, карбонатит, кимберлит), по которому происходило изменение. В любом случае основная масса сложена тонкозернистым гетитом или агрегатом гетита и каолинита, «пропитанным» сетью микропрожилков романешита=голландита (шириной от долей микрон до первых миллиметров). В коре выветривания по карбонатитам редкоземельные минералы представлены преимущественно монацитом, алюмофосфатом (типа флоренсита-Ce) и фосфат-карбонатом (типа дациншанита-Ce). Минералы образуют скопления микронного размера зерен в виде пятен причудливой формы и сеть мельчайших прожилковидных обособлений.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для U-Pb датирования мы использовали перовскит из щелочных пикритов (кern скв. № 514, интервал 238—239 м, Чуктуконский массив) и монацит из коры выветривания по карбонатитам Чуктуконского массива (кern скв. № 538, интервал 132—133 м). Исследования проводились в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Для анализа были специально отобраны фрагменты пород, содержащие достаточное количество конкретного минерала (перовскит, монацит), и затем помещены в эпоксидную смолу. Для калибровки SIMS U-Pb датирования были использованы международные геохронологические стандарты (монацит Thompson Mine и перовскит из скарна Тажеранского массива). Для выбора места локального U-Pb датирования использовались оптические, BSE и катодоллюминесцентные изображения, отражающие внутреннее строение и зональность зерен. Измерения U-Pb отношений проводились по методике, описанной в работе [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) пробоотбора — 25 мкм при глубине до 5 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с помощью программы SQUID [Ludwig, 2000]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет [Black et al., 2003]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) и вычисленных конкордантных возрастов приводятся на уровне 1σ. Построение графиков с конкордией осуществлялось с помощью программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999].

Нами впервые выполнено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование пород с использованием риппита в качестве геохронометра. Датирование было произведено с использованием мономинеральных фракций риппита из карбонатитов (кern скв. № 546, интервал 192—193 м) путем поэтапного нагрева [Травин и др., 2009] в лаборатории изотопно-аналитической геохимии ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Навески минеральных фракций риппита совместно с навесками биотита МСА-11 (ОСО № 129-88), применяемого в качестве монитора, заворачивались в алюминиевую фольгу, помещались в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивались. Биотит МСА-11, подготовленный ВИМС в 1988 г. как стандартный K/Ar образец, был аттестован в качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Vern 4m, биотита LP-6 [Baksi et al., 1996]. В качестве интегрального возраста биотита МСА-11 принято среднее результатов калибровки, составившее 311.0 ± 1.5 млн лет. Кварцевые ампулы с пробами облучались в гальванизованном Cd и B_2C_3 канале реактора РБТ-10/2 (ГНЦ НИИАР, Димитровград). Градиент нейтронного потока не превышал 0.5 % в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar (10 мин при 1200 °C) не превышал 5×10^{-10} нсм³. Очистка аргона производилась с помощью Ti и ZrAl SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на многоколлекторном масс-спектрометре Argus фирмы GV-Instruments. Ошибки измерений, приведенные в тексте, в таблицах и на рисунках, соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$.

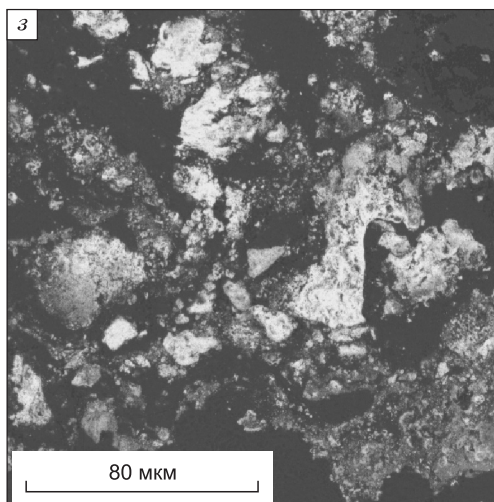
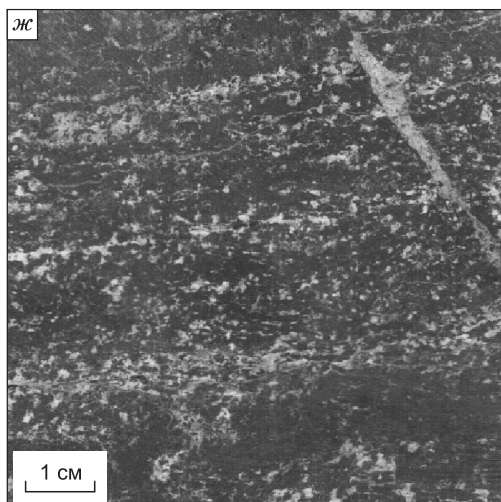
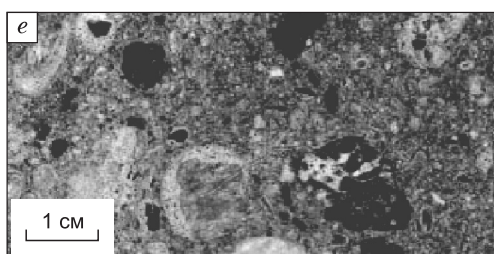
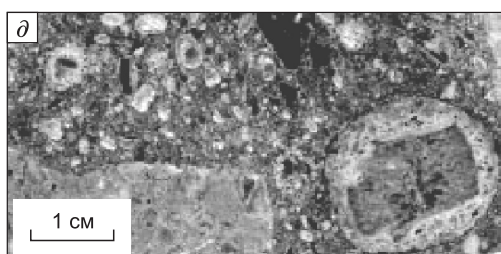
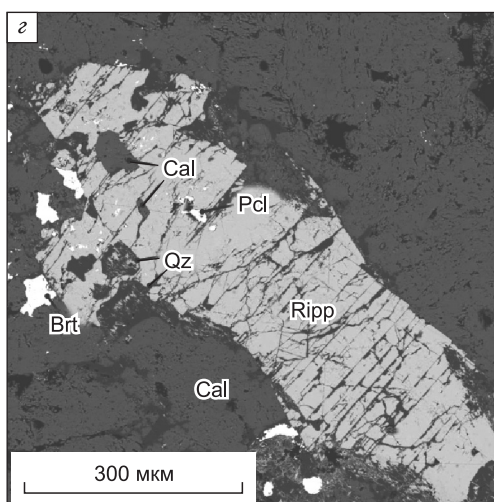
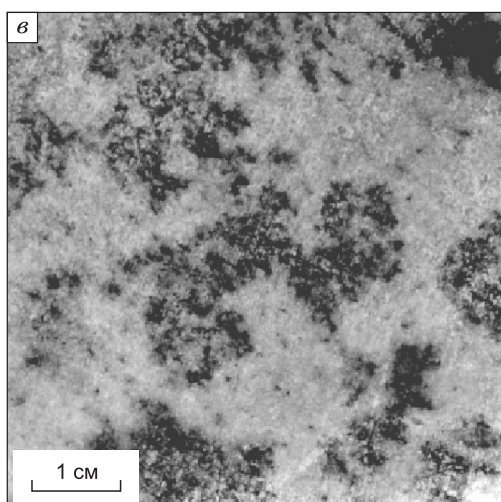
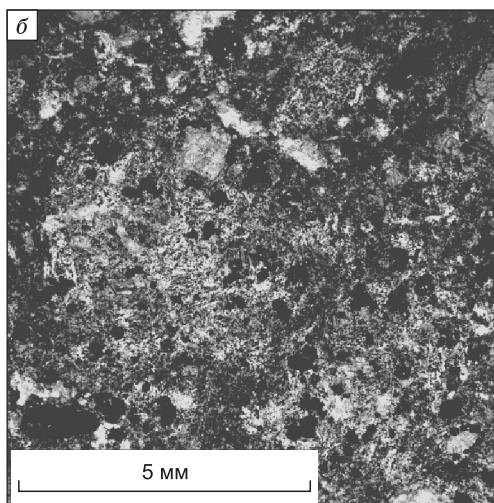
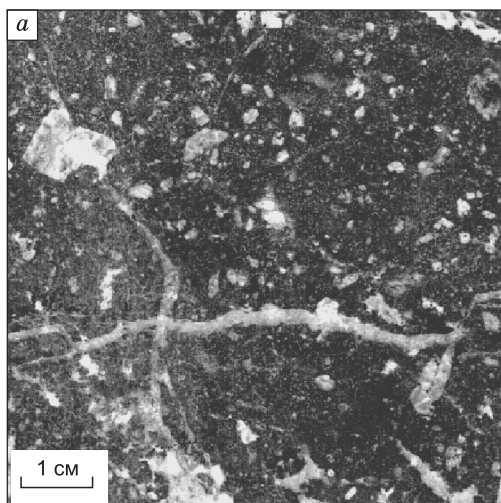


Рис. 2. Структурно-текстурные особенности пород Чуктуконского массива.

a — замещенные кристаллы оливина(?) в карбонат-хлоритовой основной массе пикрита (первая фаза); *b* — распределение перовскита, шпинели и рудных минералов в основной массе пикрита (николи ×); *в* — пятнистая текстура карбонатитов (вторая фаза); *г* — микрофотография в обратноотраженных электронах кристалла риппита (Ripp) с включениями пирохлора (Pcl) и кальцита (Cal) в кальцитовой основной массе карбонатита, по трещинам спайности в риппите развивается кварц (Qz); Brt — барит; *d*, *e* — макрокристы оливина (?), флогопита и обломки вмещающих пород в тонкозернистой основной массе кимберлитов (третья фаза); *ж* — полосчатая текстура коры выветривания по карбонатитам; *з* — микрофотография в обратноотраженных электронах форм выделения монацита в гетитовой основной массе коры выветривания по карбонатитам.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Перовскит в щелочных пикритах формирует кристаллы октаэдрической формы размером до 50—70 мкм, неравномерно распределенные в хлорит-кальцитовой основной массе. В составе минерала присутствует примесь Nb₂O₅ (до 1.3 мас. %) и LREE₂O₃ (до 2 мас. %) (табл. 1). Перовскит характеризуется незначительными вариациями Th и U (табл. 2), что может свидетельствовать в пользу его одноактной кристаллизации. Для определения U-Pb возраста перовскитов 12 измеренных отношений ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb и ²³⁸U/²⁰⁶Pb были нанесены на диаграмму Тера—Вассербурга (рис. 3). Нижнее пересечение с конкордией соответствует возрасту 253 ± 14 млн лет. При этом среднее значение возраста по 12 точкам составляет 252 ± 12 млн лет. Полученные значения возраста по перовскиту могут быть приняты в качестве оценки возраста формирования щелочных пикритов.

Риппит, K₂(Nb, Ti)₂(Si₄O₁₂)O(O, F), образует удлиненно-призматические кристаллы (до 2 мм) в основной массе кальцитовых карбонатитов. Большинство кристаллов незональные или слабозональные.

Таблица 1. Представительные анализы перовскита из пикритов, риппита из карбонатитов и монацита из коры выветривания по карбонатитам

Компонент	Перовскит			Риппит			Монацит		
SiO ₂ , мас. %	—	—	—	40.09	40.30	40.37	—	—	—
TiO ₂	55.7	55.8	55.00	0.15	1.18	1.39	—	—	—
Al ₂ O ₃	0.42	0.40	0.36	—	—	—	—	—	—
FeO	1.52	1.69	1.47	—	—	—	—	—	—
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0.80	—	—	—	—	—	—	—	—
ZrO ₂	—	—	—	0.26	0.68	0.96	—	—	—
Nb ₂ O ₅	1.36	0.36	—	43.61	41.88	41.29	—	—	—
Ta ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—
BaO	—	—	0.97	0.03	0.04	—	—	—	—
SrO	0.78	—	—	—	0.14	0.04	3.46	2.59	2.54
CaO	37.58	37.19	37.61	—	—	—	1.62	1.16	1.32
Na ₂ O	0.74	—	0.42	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	15.67	15.74	15.80	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	29.35	27.81	27.96
La ₂ O ₃	1.94	0.93	0.80	—	—	—	21.05	17.55	15.85
Ce ₂ O ₃	1.20	1.15	1.22	—	—	—	31.98	31.30	32.04
Pr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	2.41	3.71	3.54
Nd ₂ O ₃	0.70	—	—	—	—	—	7.76	11.72	11.52
Sm ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	0.93	1.47
Gd ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	0.79
ThO ₂	—	—	—	—	—	—	0.56	0.45	0.44
F	—	—	—	0.15	0.37	0.50	—	—	—
Сумма	98.48	97.14	97.42	99.96	100.33	100.41	98.20	97.23	97.46
-O=F ₂	—	—	—	0.06	0.16	0.21	—	—	—
Итого	—	—	—	99.90	100.18	100.20	—	—	—

Таблица 2. Результаты U-Pb исследований перовскитов из пикрита (обр. 514239) Чуктуконского массива, Чадобецкое поднятие, Красноярский край

Номер точки	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		Всего $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	±%	Всего $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±%
		г/г									
1	17.23	13	463	36.66	0.526	246	11	21.30	4.0	0.1890	7.2
2	42.90	15	370	25.32	0.991	275	14	13.08	3.8	0.3960	3.3
3	27.09	14	432	31.92	0.643	247	12	18.65	4.6	0.2680	4.3
4	22.09	14	479	36.58	0.541	229	8	21.50	3.1	0.2275	3.3
5	21.60	15	343	24.08	0.73	285	12	17.34	4.0	0.2250	4.7
6	25.80	13	338	27.23	0.529	225	10	20.85	4.1	0.2570	4.7
7	20.86	13	458	36.73	0.574	259	13	19.29	4.7	0.2190	4.9
8	23.74	14	447	31.96	0.696	270	20	17.80	7.4	0.2420	4.7
9	17.89	13	534	43.13	0.527	249	10	20.86	3.9	0.1945	4.2
10	18.76	12	481	41.02	0.539	266	12	19.30	4.1	0.2019	4.9
11	23.81	14	474	35.39	0.646	261	12	18.42	4.1	0.2420	5.4
12	24.27	14	406	29.43	0.692	270	12	17.69	4.1	0.2460	5.0

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ ; $^{206}\text{Pb}_c$ и $^{206}\text{Pb}^*$ — нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно. Погрешность калибровки стандартов составляла $\pm 0.45\%$ (не включена в данные по погрешностям измерений зерен и построения с конкордией).

Коррекция на нерадиоогенный свинец вносилась по соответствию $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ возрастов.

Таблица 3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований риппита из карбонатита Чуктуконского массива, Чадобецкое поднятие, Красноярский край

Температура, °C	Возраст, млн лет	±1σ	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	±1σ	$^{38}\text{Ar} \cdot 10^3/^{39}\text{Ar}$	±1σ	$^{37}\text{Ar} \cdot 10^3/^{39}\text{Ar}$	±1σ	$^{36}\text{Ar} \cdot 10^3/^{39}\text{Ar}$	±1σ	Накопленный ^{39}Ar , %*
500	313.0	5.6	53.23	0.11	26.88	3.13	32.03	200.54	46.76	1.96	0.50
600	310.2	4.4	40.95	0.05	16.75	1.49	63.06	130.67	6.49	1.19	1.47
750	227.7	2.8	28.75	0.01	16.19	0.09	100.85	15.03	2.60	0.38	6.78
900	230.0	2.7	28.85	0.00	15.09	0.07	23.18	1.28	1.90	0.11	24.60
950	231.4	2.8	29.06	0.01	15.88	0.13	27.56	9.86	1.99	0.29	34.42
1000	231.4	2.7	29.01	0.00	16.02	0.09	49.65	3.20	1.85	0.15	48.72
1050	230.8	2.7	29.11	0.00	15.39	0.06	4.85	5.15	2.44	0.13	72.32
1090	233.8	2.8	29.74	0.01	16.14	0.09	50.86	5.77	3.22	0.15	85.31
1130	232.5	2.7	29.96	0.00	15.98	0.06	25.39	5.16	4.57	0.14	100.00

Примечание. Длительность облучения составила 55 ± 6 дней, поток $J = (480.7 \pm 6) \cdot 10^5$, интегральный возраст — 232.48 ± 27.2 млн лет.

* Накопленный ^{39}Ar , высвободившийся при прокаливании.

Минерал содержит до 15.8 мас. % K_2O (см. табл. 1); в нем присутствует примесь TiO_2 (до 4 мас. %), ZrO_2 (до 1.3 мас. %). Датирование минерала осуществлялось Ar-Ar методом. Определенный по минералу $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной спектр состоит из девяти ступеней, полученных в интервале температур от 500 до 1130 °C (рис. 4, табл. 3). В спектре минерала выделяется плато по семи ступеням с возрастом $231.1 \pm \pm 2.7$ млн лет (см. рис. 3), характеризующееся 97 % выделенного ^{39}Ar . Наблюдаемый однородный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной спектр риппита соответствует времени формирования карбонатитов.

Моноцит (Ce) образует сеть агрегатных мономинеральных скоплений мелких призматических кристаллов в гетитовой массе кор выветривания по карбонатитам. Минерал характеризуется довольно низкими концентрациями ThO_2 (до 0.5 мас. %) и высокими содержаниями нерадиоогенного свинца (см. табл. 1, 4). Было выполнено 15 определений U-Pb возраста. На графике с конкордией (рис. 5) полученные результаты образуют конкордатные значения возраста 102.6 ± 2.9 млн лет.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные значения возраста щелочных пикритов и карбонатитов Чуктуконского массива (252 и 231 млн лет соответственно) позволяют говорить о двух импульсах проявления щелочного магматиз-

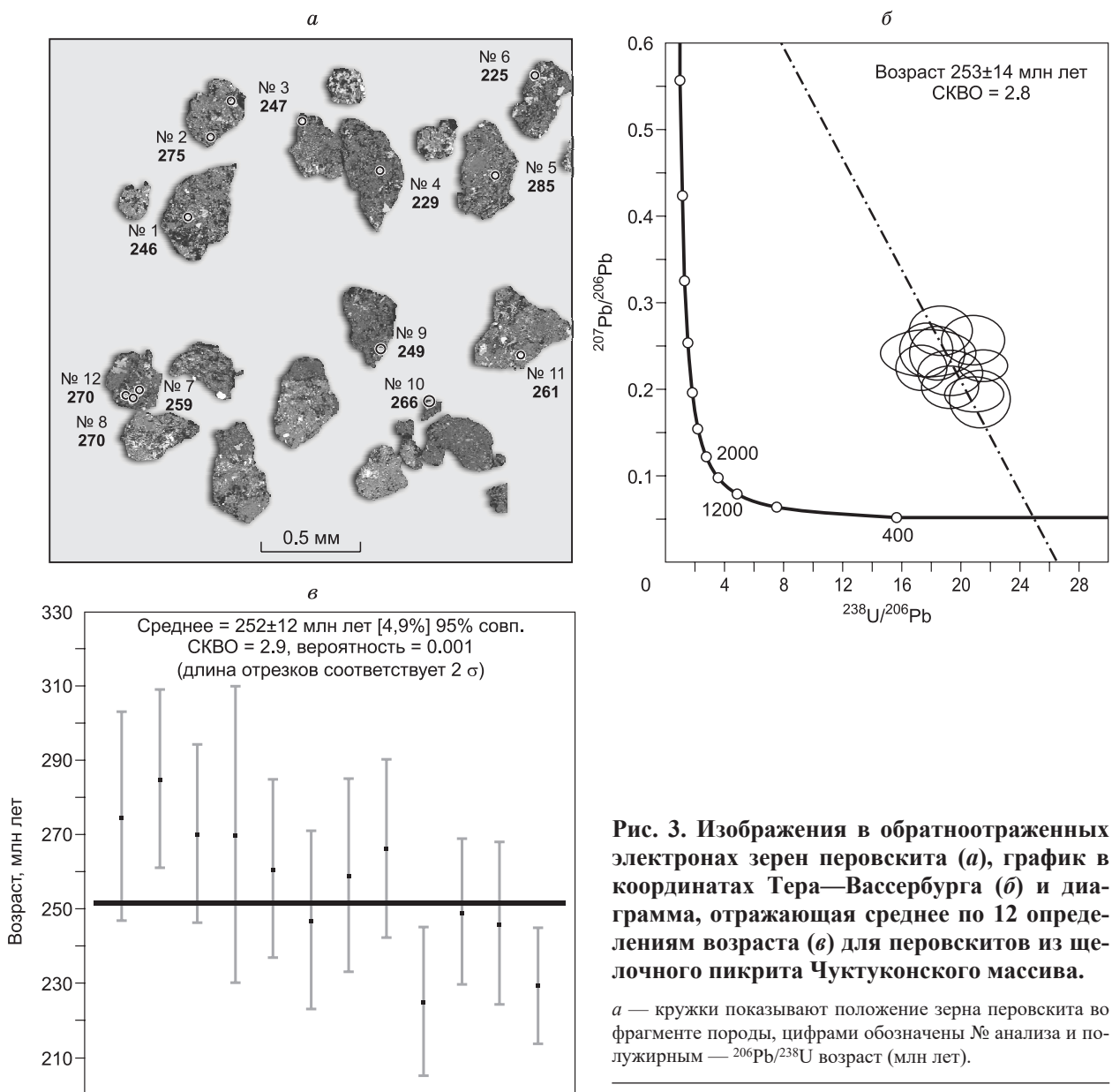


Рис. 3. Изображения в обратноотраженных электронах зерен перовскита (а), график в координатах Тера—Вассербурга (б) и диаграмма, отражающая среднее по 12 определениям возраста (в) для перовскитов из щелочного пикрита Чуктуконского массива.

а — кружки показывают положение зерна перовскита во фрагменте породы, цифрами обозначены № анализа и полужирным — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст (млн лет).

ма. Формирование щелочных пикритов сопряжено по времени с траповым магматизмом Сибирского кратона (250—248 млн лет) [Добрецов, 2003, 2010; Reichow et al., 2008]. Имеющиеся геохронологические и изотопные данные показывают, что субсинхронный покровному базальтовому вулканизму Сибирской платформы щелочной магматизм был проявлен в северной ее части. Так, например, практически одновременно с толеитовыми покровными базальтами были сформированы карбонатиты Гулинского массива и щелочные ультраосновные вулканиды (253—245 млн лет) Маймечя-Котуйской провинции [Basu et al., 1995; Dalrymple et al., 1995; Когарко, Зартман, 2011; Малич и др., 2015]. Н.Л. Добрецов с соавторами [2010] на основании теоретических и эмпирических данных отметили,

Рис. 4. Возрастной $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектр для риппита из карбонатита Чуктуконского массива.

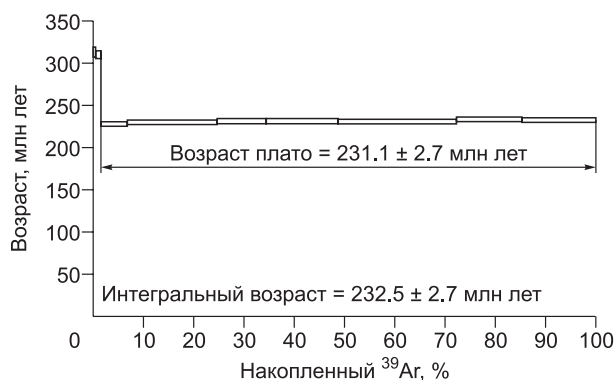


Таблица 4. Результаты U-Pb исследований монацитов из коры выветривания по карбонатам Чукотского массива (обр. 538132)

Номер точки	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm\%$	Возраст, млн лет $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Возраст, млн лет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Дискордия	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm\%$	(1) Возраст, млн лет $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	(1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm\%$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm\%$
2	0.0516	0.6032	325 ±11	4516 ±5	1291	4.2954	0.0516	98 ±13	0.1125	0.0153
3	0.0550	0.6062	345 ±24	4523 ±4	1211	4.5941	0.0550	98 ±13	0.0397	0.0154
15	0.0560	0.6256	352 ±14	4569 ±6	1200	4.8340	0.0560	96 ±13	0.1003	0.0150
11	0.0569	0.6034	357 ±16	4516 ±3	1166	4.7342	0.0569	103 ±12	0.0375	0.0161
5	0.0588	0.6296	369 ±17	4578 ±5	1142	5.1079	0.0588	97 ±13	0.0767	0.0152
10	0.0592	0.6129	371 ±17	4539 ±5	1124	5.0049	0.0592	105 ±12	0.0850	0.0164
8	0.0603	0.6264	378 ±15	4571 ±7	1110	5.2124	0.0603	99 ±13	0.0405	0.0154
13	0.0608	0.6248	381 ±19	4567 ±6	1099	5.2418	0.0608	103 ±10	0.1022	0.0161
6	0.0620	0.6169	388 ±17	4548 ±4	1073	5.2743	0.0620	110 ±17	0.0965	0.0171
4	0.0622	0.6236	389 ±25	4564 ±10	1073	5.3500	0.0622	101 ±12	0.0069	0.0158
1	0.0643	0.6125	402 ±16	4538 ±5	1029	5.4318	0.0643	113 ±12	0.0628	0.0176
12	0.0719	0.6423	447 ±63	4607 ±30	930	6.3630	0.0719	108 ±17	0.0433	0.0169
9	0.0770	0.6458	478 ±40	4615 ±21	865	6.8560	0.0770	110 ±24	0.0000	0.0172
14	0.0771	0.6487	479 ±29	4621 ±10	865	6.8988	0.0771	117 ±19	0.1103	0.0183
7	0.1336	0.7460	808 ±151	4822 ±22	496	13.7423	0.1336	86 ±18	0.0000	0.0134

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ. Погрешность калибровки стандартов составляла ±1% (не включена в данные по погрешностям измеренных зерен и построения с конкордией).

¹ Коррекция на обыкновенный свинец вносилась по измеренному ^{204}Pb .

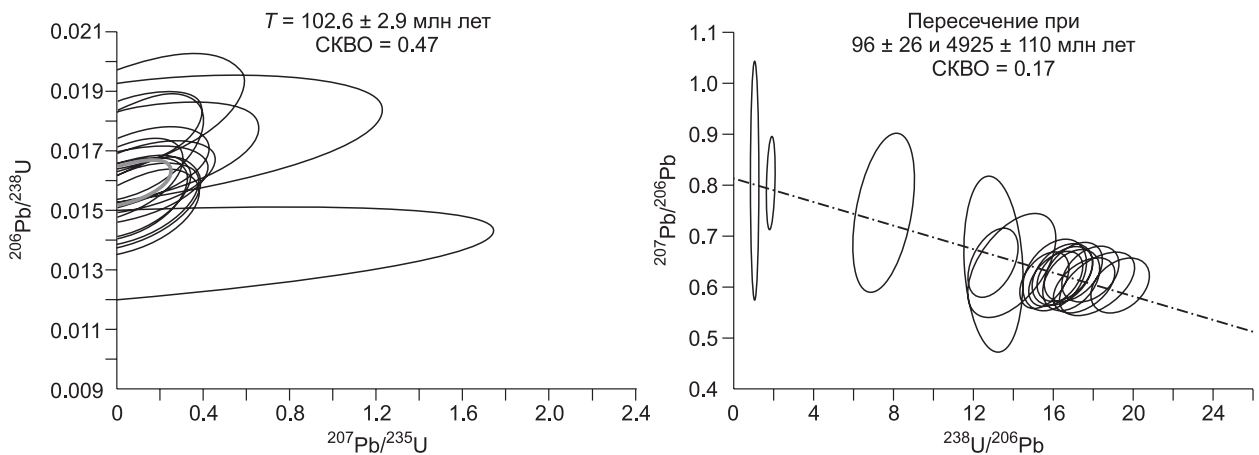


Рис. 5. Графики в координатах Тера—Вассербурга для монацита из коры выветривания по карбонатам Чуктуконского массива.

что щелочно-пикритовый и карбонатитовый магматизм, как правило, фиксирует раннюю стадию эволюции мантийных плюмов, а регрессивный этап характеризуется формированием редкометалльных гранитов, поясами даек лампрофиров. Действительно, затухающая деятельность Сибирского мантийного плюма сопровождается проявлениями высококалийного магматизма в интервале 238—234 млн лет, с образованием даек лампроитов в районе Норильска [Ivanov et al., 2013], на Таймыре [Врублевский и др., 2005], в ареалах чуйского комплекса в Горном Алтае [Врублевский и др., 2004, 2005; Павлова и др., 2008; Борисенко и др., 2010; Васюкова и др., 2011]. Этому же этапу соответствует образование эруптивных высококалийных вулканитов северо-восточной части Сибирской платформы [Летникова и др., 2014]. Полученные нами значения возраста формирования карбонатитов Чуктуконского массива показывают, что, помимо проявлений высококалийного магматизма, регрессивный этап эволюции Сибирского плюма фиксируется ареалами кимберлитового и карбонатитового магматизма. Подтверждением этого является недавно опубликованная информация о триасовых карбонатитах на Таймыре (238—219 млн лет) [Проскурнин и др., 2010], кимберлитах Якутской провинции (Куранахское, Лучаканское, Харамайское поля и др.) [Зайцев, Смелов, 2010].

Возраст, полученный по монациту, соответствует времени формирования коры выветривания по карбонатитам. Это событие на 130 млн лет позже времени кристаллизации пород Чуктуконского массива и отражает общую геологическую историю развития района. Тектонические движения и магматическая активность в период 250—230 млн лет сформировали Чадобецкое поднятие (и в том числе Чуктуконский массив) и, как следствие, тектонически ослабленные зоны в его пределах. В юре—раннем мелу, в обстановке спокойного тектонического режима и теплого гумидного климата [Семихатов, Чумаков, 2004] происходило интенсивное химическое выветривание пород поднятия и формирование мощной коры выветривания. Имеющиеся палеогеновые значения возраста (спорово-пыльцевой метод) коры выветривания [Кириченко и др., 2012] несколько отличаются от полученной нами U-Pb датировки, что связано с определенной относительностью спорово-пыльцевого метода.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные геохронологические исследования интрузивных пород Чуктуконского массива показали, что они были образованы в результате двух импульсов щелочного магматизма, произошедших 252±12 и 231.1±2.7 млн лет назад на территории Чадобецкого поднятия. Первый импульс привел к образованию пикритов и по времени приурочен к траповому магматизму Сибирской платформы, произошедшему 250—248 млн лет назад, что позволяет отнести его к щелочной магматической активности начального этапа развития Сибирского мантийного плюма. Второй импульс привел к образованию карбонатитов и кимберлитов, а время его происхождения позволяет связать его с магматической активностью на регрессивном этапе развития плюма в интервале 238—234 млн лет.

Датировка по рудным минералам Чуктуконского массива позволила установить, что оруденение связано как со вторым импульсом щелочного магматизма, так и с формированием коры выветривания 102.6±2.9 млн лет назад.

Минералого-петрографические исследования выполнены в рамках государственного задания, проект № 0330-2016-0002, определение возраста — при поддержке гранта РФ №15-17-20036.

ЛИТЕРАТУРА

Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Васюкова Е.А., Травин А.В., Говердовский В.А., Гусев В.И. Возраст лампрофиров Алтая и северо-запада Монголии и их соотношение с другими типами магматизма и оруденением // Геология и минерагения Сибири. Сборник научных трудов / Под ред. А.И. Черных, Р.С. Родина. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2010, с. 143—148.

Васюкова Е.А., Изох А.Э., Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Сухоруков В.П., Чан Туан Ань. Петрология и возрастные рубежи раннемезозойских лампрофиров Горного Алтая // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2001—2021.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Поляков Г.В., Изох А.Э., Крупчатников В.И., Травин А.В., Войтенко Н.Н. Ag-Ag-изотопный возраст лампроитовых даек Чуйского комплекса, Горный Алтай // ДАН, 2004, т. 399, № 4, с. 516—519.

Врублевский В.В., Войтенко Н.Н., Романов А.П., Поляков Г.В., Изох А.Э., Гертнер И.Ф., Крупчатников В.И. Источники магм триасовых лампроитов Горного Алтая и Таймыра: (Sr, Nd)-изотопные свидетельства плюм-литосферного взаимодействия // ДАН, 2005, т. 405, № 5, с. 658—660.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Физико-химические условия на границе ядро—мантия и образование термохимических плюмов // ДАН, 2003, т. 393, № 6, с. 797—801.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.

Забиров Ю.А., Быков А.Т., Стреляев В.И. Геологическое строение Чадобецкого бокситоносного района м-ба 1 : 50 000, пос. Мотыгино, 1967.

Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции / Отв. ред. В.С. Шкодзинский. Якутск, ИГАБМ СО РАН, 2010, 108 с.

Кириченко В.Т., Зуев В.К., Перфилова О.Ю., Сосновская О.В., Смокотина И.В., Маркович Л.А., Бородин В.П., Миронок Е.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист О47 — Братск. Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012, 470 с. + 11 вкл.

Ковригина Е.К. Геологическая карта СССР. М-б 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист О-(47), 48, Усть-Кут. Л., ВСЕГЕИ, 1984, 172 с.

Когарко Л.Н., Зартман Р.Э. Новые данные о возрасте Гулинской интрузии и проблема связи щелочного магматизма Маймеча-Котуйской провинции с Сибирским суперплюмом (данные по изотопии U-Th-Pb системы) // Геохимия, 2011, № 5, с. 462—472.

Лапин А.В. Окислительный и восстановительный этапы формирования зоны гипергенеза карбонатов и их рудоносность // Геология рудных месторождений, 1991, № 4, с. 81—90.

Летникова Е.Ф., Изох А.Э., Николенко Е.И., Похиленко Н.П., Шелестов В.О., Хилен Джен, Лобанов С.С. Позднетриасовый этап магматической активности высококалийного трахитового вулканизма северо-востока Сибирской платформы: свидетельства в осадочной летописи // ДАН, 2014, т. 459, № 3, с. 1—5.

Малич К.Н., Хиллер В.В., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А. Результаты датирования ториянита и бадделеита карбонатов Гулинского массива (Россия) // ДАН, 2015, т. 464, № 4, с. 664—667.

Павлова Г.Г., Борисенко А.С., Говердовский В.А., Травин А.В., Жукова И.А., Третьякова И.Г. Пермотриасовый магматизм и Ag-Sb оруденение Юго-Восточного Алтая и Северо-Западной Монголии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 720—733.

Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Багдасаров Э.А., Розинов М.И., Толмачева Е.В., Ларионов А.Н., Бильская И.В., Гавриш А.В., Мозолева И.Н., Петрушков Б.С. О происхождении карбонатов Восточного Таймыра на основе изотопно-геохимического изучения цирконов // Зап. РМО, 2010, т. 139, № 1, с. 19—36.

Семихатов М.А., Чумаков Н.М. Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М., Наука, 2004, 299 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 550).

Склярков Р.Я. Геологическая карта СССР м-ба 1 : 200 000. Серия Ангаро-Ленская. Лист О-47-IV. Объяснительная записка. М., 1971, 96 с.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009, № 11, с. 1181—1199.

Чеботарев Д.А., Дорошкевич А.Г., Шарыгин В.В. Ниобиевая минерализация в карбонатитах Чуктуконского массива, Чадобецкое поднятие, Красноярский край // Труды XXXIII Международной конференции «Щелочной магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов». Школа «Щелочной магматизм Земли» / Ред. Л.Н. Когарко. М., ГЕОХИ РАН, 2016, с. 143—146.

Шарыгин В.В., Дорошкевич А.Г., Чеботарев Д.А. Na-Sr-Ba-REE-карбонаты и фосфаты в минералах карбонатитов Чуктуконского массива, Чадобецкое поднятие, Красноярский край // Материалы XVII Всероссийской конференции по термобарогеохимии. Улан-Удэ, ГИН СО РАН, 2016, с. 180—182.

Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // Chem. Geol., 1996, № 129, p. 307—324.

Basu A.R., Poreda R.J., Renne P.R., Telchmann F., Vasiliev Y.R., Sobolev N.V., Turrin B.D. High- ^3He plume origin and temporal-spatial evolution of the Siberian flood basalts // Science, 1995, № 269, p. 825—882.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology // Chem. Geol., 2003, № 200, p. 155—170.

Dalrymple G.B., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Simonov O.N., Lanphere M.A., Likhachev A.P. A reconnaissance $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronologic study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia // Geochim. Cosmochim. Acta, 1995, v. 59, № 10, p. 2071—2083.

Doroshkevich A.G., Sharygin V.V., Seryotkin Y.V., Karmanov N.S., Belogub E.V., Moroz T.N., Nigmatulina E.N., Eliseev A.P., Vedenyapin V.N., Kupriyanov I.N. Rippite, IMA 2016-025 // CNMNC Newslett., 2016, № 32, p. 919; Mineral. Mag., v. 80, p. 915—922.

Ivanov A.V., He H., Yan L., Ryabov V.V., Shevko A.Y., Palesskii S.V., Nikolaeva I.V. Siberian Traps large igneous province: Evidence for two flood basalt pulses around the Permo-Triassic boundary and in the Middle Triassic, and contemporaneous granitic magmatism // Earth Sci. Rev., 2013, v. 122, p. 58—76.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex. Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999, № 1, 46 p.

Ludwig K.R. SQUID 1.00 user's manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2000, № 2, 19 p.

Reichow M.K., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I. Yu., Scott R.A., Saunders A.D. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // Earth Planet. Sci. Lett., 2008, № 277, p. 9—20.

Sharygin V.V., Doroshkevich A.G., Seryotkin Y.V., Karmanov N.S., Belogub E.V., Moroz T.N., Yelissev A.P. A new K-Nb-cyclosilicate $\text{K}_2(\text{Nb,Ti})_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})\text{O}(\text{O,F})$ from Chuktukon carbonatite massif, Chadobets upland, Russia // Book of Abstracts, 2nd European Mineralogical Conference, Rimini, Italy, 2016, p. 421—421.

Sobolev S.V., Sobolev A.V., Kuzmin D.V., Krivolutskaya N.A., Petrunin A.G., Arndt N.T., Radko V.A., Vasiliev Y.R. Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes // Nature, 2011, v. 477, p. 312—316.

Williams J.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe: Application of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol., 1998, № 7, p. 1—35.

*Рекомендована к печати 4 февраля 2017 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию 16 ноября 2016 г.,
после доработки — 9 января 2017 г.*