

## ИЗОТОПНЫЕ (Sr–Nd) СВИДЕТЕЛЬСТВА ГЕТЕРОГЕННОСТИ ИСТОЧНИКА ВЕЩЕСТВА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВОГО МАССИВА ОДИХИНЧА (МАЙМЕЧА-КОТУЙСКАЯ ПРОВИНЦИЯ, СИБИРЬ)

© 2023 г. Ю. А. Костицын<sup>a</sup>, \*, А. Р. Цховребова<sup>a</sup>, И. Т. Расс<sup>b</sup>, М. О. Аносова<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ) РАН,  
ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

<sup>b</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, геохимии и минералогии (ИГЕМ) РАН,  
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

\*e-mail: kostitsyn@geokhi.ru

Поступила в редакцию 10.06.2023 г.

После доработки 17.07.2023 г.

Принята к публикации 02.08.2023 г.

Исследованы представительные образцы магматических пород, слагающих второй по величине в Маймеча-Котуйской провинции типичный кольцевой щелочно-ультраосновной массив с карбонатитами Одихинчу. Для сравнения определены также Sr–Nd изотопные значения траппов арыд-жангской свиты и вмещающих доломитов. Rb–Sr изотопная система флогопита и кальцита из карбонатита Od-16-19 массива Одихинча нарушена, полученный возраст по минеральной изохроне –  $245 \pm 3$  млн лет – близок ко времени формирования Сибирских траппов и пород ультраосновного-щелочного маймеча-котуйского комплекса, однако большой разброс аналитических точек (СКВО = 22) не позволяет считать эту дату надежной. Нарушение замкнутости изотопной системы возможно связано с тем, что в процессе автометасоматической флогопитизации карбонатита не было постоянным изотопное отношение стронция во флюиде. U–Pb изотопная система титанита и перовскита из того же образца карбонатита Od-16-19 также оказалась нарушенной: аналитические точки образуют линии дискордии. Полученное значение U–Pb возраста для титанита составляет  $244 \pm 5$  млн лет (СКВО = 1.8), для перовскита –  $247 \pm 18$  млн лет (СКВО = 4). По-видимому, согласующиеся между собой значения возраста по обеим изотопным системам ( $245 \pm 3$  млн лет по Rb–Sr и  $247 \pm 18$ ,  $244 \pm 5$  млн лет по U–Pb) отражают время метасоматических процессов – флогопитизации и ийолитизации. Результаты исследования Rb–Sr и Sm–Nd изотопных систем ультраосновных-щелочных интрузивных пород с карбонатитами массива Одихинча и вулканитов арыджангской свиты указывают на обогащенный, относительно состава конвектирующей мантии, и изотопно-гетерогенный источник их материнских расплавов. Этот источник мог представлять собой сочетание ультраосновных мантийных пород и пород основного состава (базитов). Последние играли роль обогащенного компонента. Признаков контаминации расплавов вмещающими осадочными породами *in situ* не обнаружено, однако вариации изотопных отношений стронция и неодима в породах массива Одихинча могут свидетельствовать о том, что в процессе внедрения глубинных магм продолжалось их взаимодействие и вещественный обмен с окружающими породами литосферы вплоть до места полного затвердевания расплавов, на что указывает характер локальной изотопной гетерогенности пород в пределах интрузива Одихинча.

**Ключевые слова:** Маймеча-Котуйская провинция, карбонатиты, ультраосновные щелочные породы, Rb–Sr, Sm–Nd, U–Pb, Одихинча, изотопное датирование, мантийные источники

**DOI:** 10.31857/S0016752523120038, **EDN:** LTPXYJ

Многие карбонатиты во времени и в пространстве связаны с крупными магматическими провинциями – LIP (Ernst, Bell, 2010). В частности, Сибирская LIP включает в себя крупнейшую в мире Маймеча-Котуйскую щелочно-ультраосновную-карбонатитовую провинцию. Карбонатиты, как и кимберлиты, являются производными наиболее глубинных магм, поступающих из

мантии в верхние горизонты коры. Имеющиеся экспериментальные и геохимические данные свидетельствуют, что близосилидусные составы, образующиеся при низких степенях плавления из карбонатизированного перидотита при давлениях более 3 ГПа имеют состав именно карбонатита (Alibert et al., 1983; Dalton, Wood, 1993; Dalton, Presnall, 1998).

Маймеча-Котуйская ультраосновная щелочная провинция (рис. 1) включает в себя 35 небольших интрузивных тел щелочных пород с карбонатитами (Егоров, 1969; Kogarko et al., 1995), объединяемых в маймеча-котуйский комплекс и разбросанных на территории примерно 200 на 300 км на северной окраине Сибирской платформы, к западу от Анабарской антеклизы, в основном в пределах ее западного крыла.

Установление времени проявления магматизма Маймеча-Котуйской ультраосновной щелочной провинции представляет интерес с разных точек зрения. Важно понимать, насколько длительным (или кратковременным) был процесс формирования десятков интрузивных тел, однотипных по набору слагающих пород и разбросанных на огромной территории на северо-востоке Сибирской платформы. Столь же важен для понимания генезиса этих пород вопрос о синхронности траппового магматизма, преимущественно толеитового состава, со щелочным. Чтобы решить эти вопросы регионального магматизма, необходимо провести как можно более прецизионное датирование отдельных интрузивных тел, входящих в состав маймеча-котуйского комплекса, установить пределы длительности их формирования.

Одна из главных загадок этих пород, которая еще далека от разрешения — что было источником этих расплавы, и каков механизм их синхронного образования относительно малыми порциями на большом удалении друг от друга, когда расстояния между интрузивными телами многократно (на порядки) больше их размеров.

Магматизм в этой провинции развивался в узком интервале времени 252–250 млн лет (Pokrovskiy, Vinogradov, 1991; Kamo et al., 2003; Kogarko, Zartman, 2007).

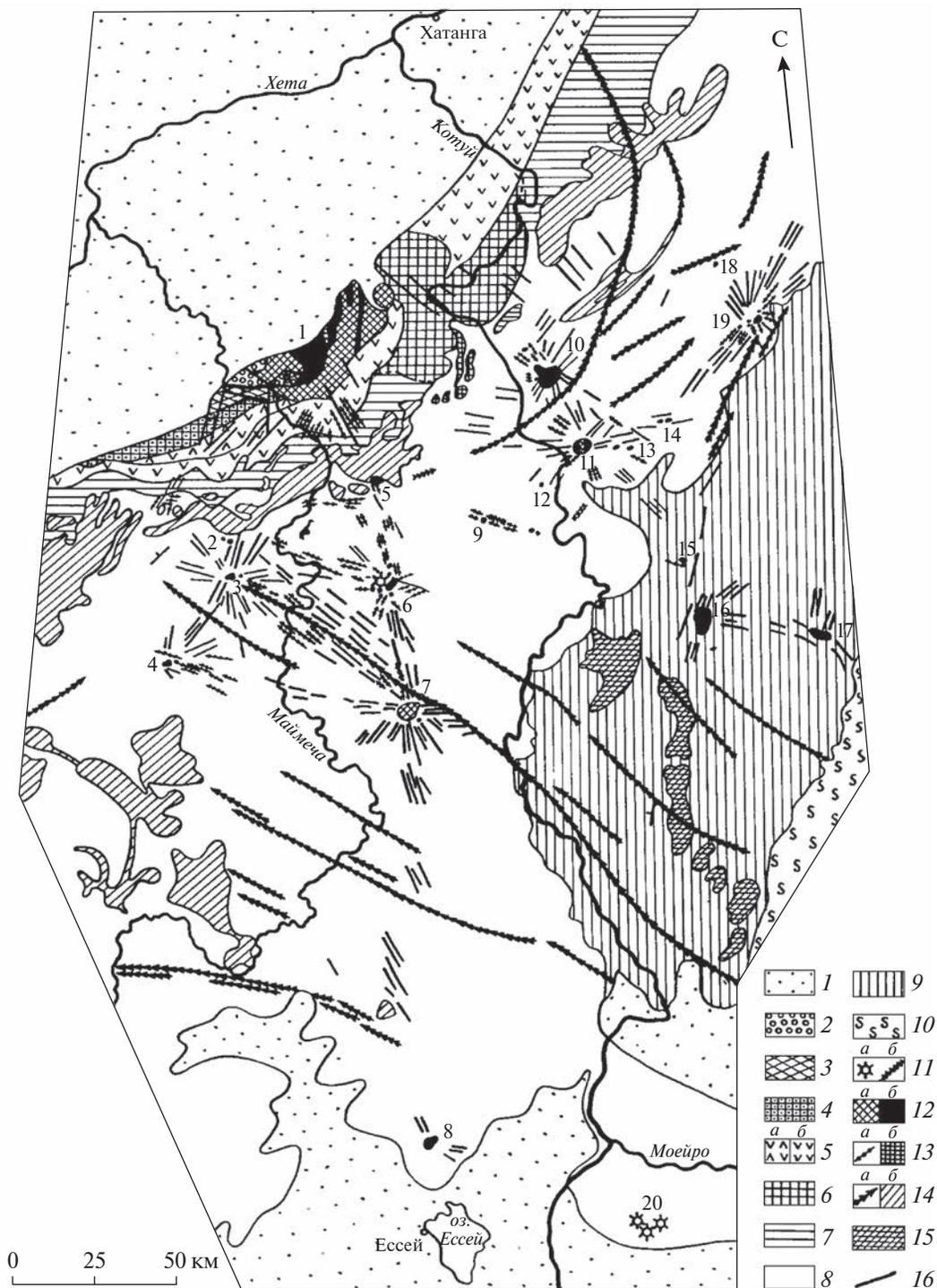
Самый крупный массив Маймеча-Котуйской провинции — Гулинский — согласно (Егоров, 1991) представляет собой вулcano-плутонический комплекс, и большинством авторов синхронизируется во времени с маймечинской свитой,

которая венчает вулканический разрез Маймеча-Котуйской провинции. Гулинский плутон локализован на границе Сибирской платформы с мезозойско-кайнозойским Хатангским прогибом. При определении его возраста исследователи столкнулись с рядом трудностей. По минеральным фракциям циркона и бадделита из карбонатита Гулинского интрузива U–Pb методом (Kamo et al., 2003) получили дискордантные результаты, в которых, с одной стороны, имеются признаки частичной потери радиогенного свинца, с другой — имеет место дискордантность, которую по предположению авторов этой работы можно объяснить нарушением равновесия в ряду распада урана-235 за счет значительного исходного избытка протактиния-231. По этой причине возраст карбонатита в этой работе рассчитан только по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и составил  $250.2 \pm 0.3$  млн лет. С этими же трудностями столкнулись и авторы недавней работы (Ivanov et al., 2021), при попытке продатировать Гулинский карбонатит по бадделиту.

Гулинский массив площадью примерно 35 на 45 км, по-видимому, одновременно является и самым крупным ультраосновным-щелочным массивом в мире (Kogarko et al., 1995), другие интрузивные тела провинции имеют более скромные размеры — от первых сотен метров до первых километров. Большинство интрузивов имеет простую штокообразную форму и в строении всех этих тел принимают участие более или менее однотипные группы пород: начинается их формирование с гипербазитов, продолжается породами мельтейгит-уртитовой серии и завершается нефелиновыми и щелочными сиенитами, фоскоритами и карбонатитами (Егоров, 1991).

В основании вулканического разреза в пределах Маймеча-Котуйской провинции лежат щелочные базальты арыджангской свиты, возраст которых, определенный по средневзвешенному отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  в 13 анализах перовскита, составил  $251.7 \pm 0.4$  млн лет (Kamo et al., 2003).

**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта Маймеча-Котуйской магматической провинции (Егоров, 1991). 1 — мезозойско-кайнозойские отложения; 2–7 — вулканические образования раннетриасового возраста: 2 — меймечиты и щелочные метапикриты маймечинской свиты, 3 — трахибазальты, андезиты и другие вулканы верхнедальнейской подсвиты, 4 — ультраосновные фойдиты нижнедальнейской подсвиты, 5 — коготокская свита (а — трахибазальты и трахиандезитобазальты верхней подсвиты, б — базальты нижней подсвиты), 6 — ультраосновные фойдиты, щелочные пикриты и высококальциевые щелочные лейкобазальты арыджангской свиты, 7 — пирокластические отложения правобоярской свиты; 8 — существенно карбонатные отложения палеозоя; 9 — карбонатные и терригенные отложения рифея и венда; 10 — кристаллические породы архея и нижнего протерозоя; 11–14 — интрузивные образования раннетриасового возраста: 11 — кимберлиты (а — трубки взрыва; б — дайки), 12 — породы ийолит-карбонатитовых массивов (а — ультраосновные; б — щелочно-ультраосновные и щелочные породы, фоскориты и карбонатиты), 13 — щелочно-ультраосновные фойдиты, щелочные пикриты, нефелиниты и фонолиты (а — дайки; б — силлы щелочно-ультраосновных фойдитов), 14 — базальты и долериты (а — дайки, б — силлы и секущие пластовые интрузии); 15 — долериты рифейского возраста; 16 — разломы и дайки предположительно щелочно-ультраосновных пород по данным дешифрирования аэрофотоснимков. Массивы и кимберлитовые поля (цифры на карте): 1 — Гулинский. 2 — Атырдык, 3 — Романиха. 4 — Чангит, 5 — Седете, 6 — Далбыхская группа интрузий и кимберлитовое поле, 7 — Бор-Урях и Кара-Мени, 8 — Ессей, 9 — Крестях, 10 — Одихинча, 11 — Кугда, 12 — Ары-Мас, 13 — Сона и Сона-Западная, 14 — Чурбука, 15 — Дьогдьоо, 16 — Маган, 17 — Ыраас, 18 — Дебкога, 19 — Немакит, 20 — Харамайское кимберлитовое поле.



Изотопные исследования меймечитов и пикритов, по-видимому, наиболее близких по составу к первичным выплавкам самого крупного в Маймеча-Котуйской провинции Гулинского массива (Когарко et al., 1988) позволили оценить их возраст лишь в довольно широком интервале времени  $239 \pm 61$  млн лет и предположить происхождение их мантийного источника в результате смещения вещества из обедненного мантийного источника с неким обогащенным литофильными элементами субстратом. Другая гипотеза происхождения их источника предполагает длительную дифференциацию примитивного материала мантии, включающую многократное плавление, фракционирование твердых фаз и дистилляцию летучих компонентов (Alibert et al., 1983). Последующие изотопные исследования (Kogarko, Zartman, 2007; Kogarko, Zartman, 2011) определили возраст пород Гулинского массива как  $250 \pm 9$  млн лет, а комбинированная изотопная систематика Pb, Sr и Nd в Сибирских траппах (SFB) и щелочных породах Гулинского массива позволила этим авторам предположить несколько дискретных исходных компонентов источника. Первый – обедненный источник. Второй компонент, представляющий большую часть траппов, демонстрирует заметную химическую и изотопную однородность с изотопным составом неодима, близким к хондритовому, на основании чего эти авторы связывают его с нижней, примитивной мантией; Третий и четвертый компоненты идентифицируются ими как загрязненные в разной степени материалом верхней и нижней коры. Наконец, изотопные характеристики некоторых пород массива Гули и Сибирских плато-базальтов с повышенным содержанием  $\text{SiO}_2$  объясняются предположительно метасоматическими процессами (Kogarko, Zartman, 2007).

Для второго по величине массива провинции – Одихинчи – опубликованные геохронологические данные, полученные K–Ar методом, менее однозначны по причине широкого разброса значений возраста: по флогопиту из оливинита – 225 млн лет, из пегматоидных диопсидовых жил и из ийолит-пегматита – 245 млн лет (Прохорова и др., 1966); по нефелину из уррита и мельтейгита –  $255 \pm 10$  и  $256 \pm 10$  млн лет, соответственно, а по флогопиту из карбонатита и флогопитизированного оливинита –  $262 \pm 8$  и  $264 \pm 8$  млн лет соответственно (Кононова и др., 1973). По флогопиту из оливинита определен возраст 215 млн лет; из якупирангит-пегматита и из ийолит-пегматита – 233 млн лет; а по дайке щелочного сиенита – 204 млн лет (Егоров, 1991). Существенно более точный и надежный возраст U–Pb методом по гранату из пегматоидной породы массива Одихинча  $250 \pm 1$  млн лет был получен в работе (Salnikova et al., 2019).

В настоящей работе мы исследовали Rb–Sr и Sm–Nd изотопные системы представительной

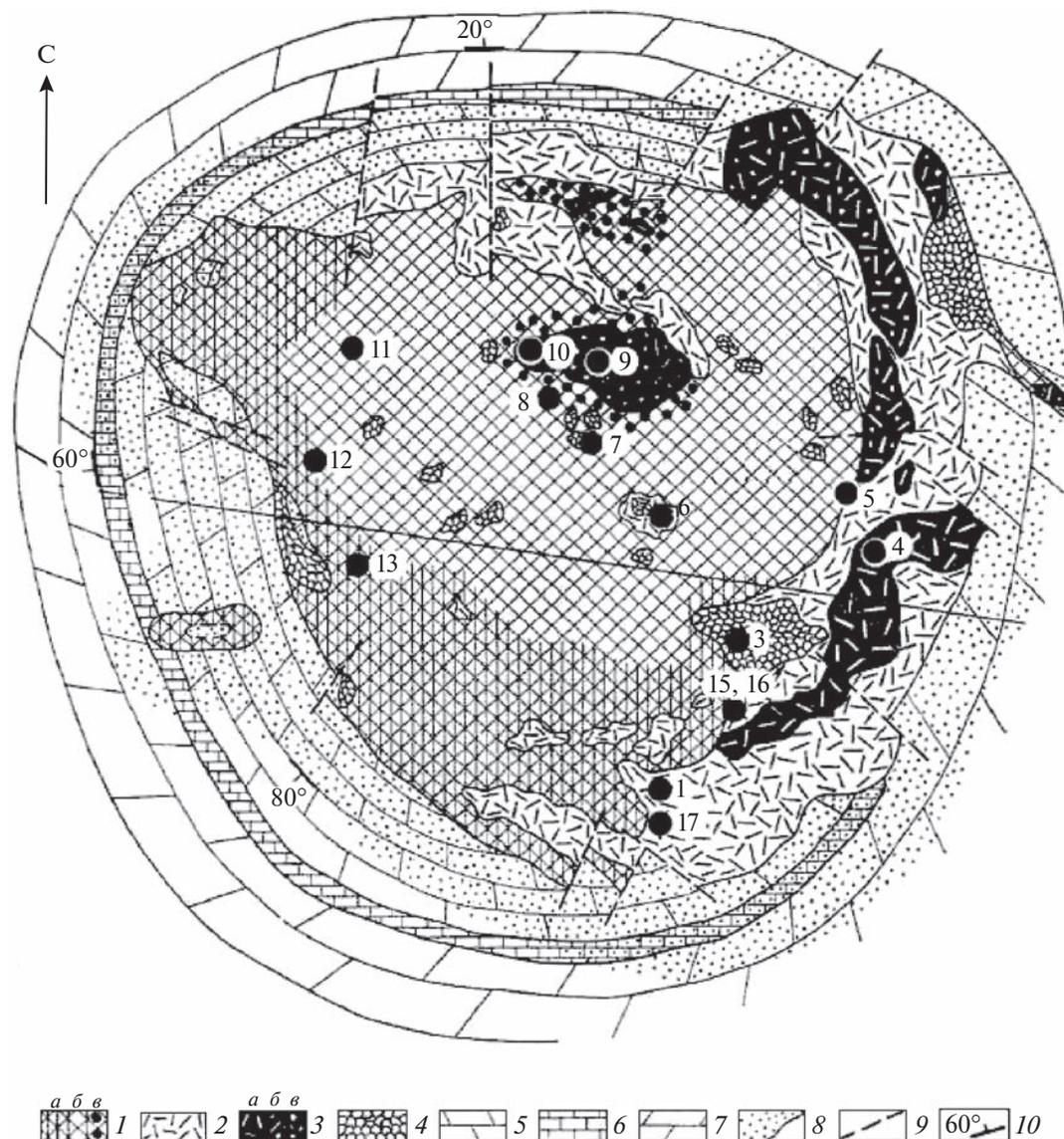
коллекции пород, слагающих массив Одихинча – второго по величине интрузива маймеча-котуйского комплекса – и щелочных базальтов арыджангской свиты, чтобы оценить характер источников их материнских расплавов и меру различия или сходства источников разных интрузивных пород маймеча-котуйского комплекса.

## СХЕМА ОПРОБОВАНИЯ

Интрузия Одихинча является представительным типичным кольцевым щелочно-ультраосновным-карбонатитовым массивом в составе крупнейшей в мире Маймеча-Котуйской щелочно-ультраосновной провинции. Массив расположен на водоразделе р. Котуй и р. Медвежьей среди доломитов майского яруса среднекембрийского возраста. Его площадь составляет  $56 \text{ км}^2$  (Бутакова, Егоров, 1962; Егоров, 1969). Массив образован в несколько фаз внедрения (рис. 2). Первой фазой являются оливиниты и пироксениты, сохранившиеся в виде ксенолитов в последующих дифференциатах. Вторая фаза представлена мелилит-содержащими породами – ункопагритами, турьяитами и окаитами. Они образуют два крупных тела (около 8 км) вблизи восточного контакта, относительно крупное тело окаита (около 1 км) в центре массива и многочисленные мелкие ксенолиты в пироксен-нефелиновых породах третьей фазы внедрения: якупирангите, мельтейгитах, ийолитах и ийолит-уртите. Все эти породы секутся жилами нефелиновых сиенитов и карбонатитов. И все перечисленные породы интенсивно флогопитизированы. Наиболее распространены в массиве ийолит-мельтейгиты, содержащие многочисленные ксенолиты оливинитов и мелилитсодержащих пород.

В пределах массива нами встречены карбонатиты двух видов: среднезернистые кальцитовые карбонатиты с вкрапленниками флогопита и перовскита (в южной части массива) и пегматоидные кальцитовые жилы с гигантскими кристаллами флогопита, более 10 см в поперечнике, и шорломита (в центральной части массива, в цирке). Основная масса карбонатита Od-16-19, вскрытого канавой в правом борту ручья Эбе-Юрях (рис. 2), сложена кальцитом с небольшим количеством разрозненных идиоморфных кристаллов флогопита и редкого перовскита. Мы предприняли попытку установить время кристаллизации карбонатита по флогопиту Rb–Sr методом и U–Pb методом по титаниту (сфену) и перовскиту.

В пределах массива были опробованы и остальные названные выше породы: флогопитовые оливиниты, ункопагриты и мелилитолиты, мельтейгиты и ийолиты и карбонатиты (табл. 1). Ниже по течению р. Котуй, в ее левом борту, в 3.5 км ниже устья р. Медвежья мы отобрали лимбургиты и мелилитовые породы арыджангской



**Рис. 2.** Схематическая геологическая карта интрузии Одихинча (Егоров, 1969) с точками отбора пород. Номера образцов указаны без индекса Od (табл. 1). Условные обозначения: 1 – ийолиты-мельтейгиты (а – мельтейгиты, б – ийолиты, ийолит-уртиты, в – меланитовые ийолиты), 2 – якупирангиты-мельтейгиты, 3 – мелилитовые породы (а – ункопагриты, б – турьяиты, в – окаиты), 4 – оливиниты, 5 – доломиты среднего кембрия, 6 – известняки нижнего кембрия, 7 – доломиты верхнего кембрия, 8 – ореол контактового метаморфизма, 9 – разломы, 10 – залегание осадочных пород.

свиты. Координаты точек отбора образцов приведены в табл. 1. Состав пород в отношении петрогенных оксидов и элементов-примесей приведен в табл. 2.

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Изотопные исследования выполнены в ГЕОХИ РАН на термо-ионизационном масс-спектрометре Triton TE (аналитики Н.Г. Плешакова и А.Р. Цховребова).

Измерение изотопного состава Nd и Sr с одновременным определением содержания Rb, Sr, Sm

и Nd в породах и минералах проводили методом изотопного разбавления с применением смешанных трасеров  $^{85}\text{Rb} + ^{84}\text{Sr}$  и  $^{149}\text{Sm} + ^{150}\text{Nd}$ . Навески образца величиной 20–30 мг и трасеров помещали в тефлоновые бюксы с 1 мл смеси азотной и плавиковой кислот в соотношении 1 : 5, затем бюксы устанавливали под инфракрасную лампу на шейкер на трое суток. Затем растворы выпаривали досуха, добавляли по 1 мл крепкой соляной кислоты и выпаривали под инфракрасной лампой без кипения. Эту процедуру повторяли трижды для полного разложения фторидов и полного удаления фтор-аниона. Затем в бюксы добавляли

**Таблица 1.** Координаты (WGS84) и номенклатура исследованных образцов пород

Образец	° с.ш.	° в.д.	Порода
Доломиты майского яруса (Є <sub>2m</sub> )			
Ku-11-14	70.696	103.486	Доломит
Ku-12-14	70.638	103.369	Мраморизованный доломит
Арыджангский щелочной базальт			
Ad-1-14	71.182	102.590	Оливиновый мелилитит
Ad-2-14	71.182	102.588	Лимбургит
Ad-2a-14	71.183	102.588	Лимбургит с миндалинами кальцита
Массив Одихинча			
Od-3-14	70.892	103.145	Биотитовый оливинит
Od-7-14	70.938	103.122	Пироксенит
Od-4-14	70.907	103.169	Ункомпагрит
Od-9-14	70.943	103.101	Ункомпагрит
Od-10-14	70.943	103.101	Окаит
Od-6-14	70.936	103.153	Якупирангит
Od-12-14	70.929	103.037	Ийолит
Od-15-19	70.895	103.137	Ийолит
Od-17-19	70.893	103.095	Ийолит
Od-1-14	70.896	103.105	Ийолит
Od-11-14	70.941	103.053	Уртит
Od-13-14	70.917	103.035	Нефелиновый сиенит
Od-5-14	70.933	103.172	Карбонатит
Od-8-14	70.938	103.111	Карбонатит пегматоидный
Od-16-19	70.895	103.136	Карбонатит среднезернистый

по 1 мл 2.2 н соляной кислоты, которая служит элюентом при хроматографическом разделении элементов первой ступени. Выделение Rb, Sr и суммы Sm и Nd с другими редкоземельными элементами проводили методом колоночной хроматографии. Для этого использовали тefлоновые колонки внутренним диаметром 6.2 мм, заполненные ионно-обменной смолой Dowex 50 × 8 до высоты столба 90 мм. Элюирование производили ступенчато: в 2.2 н HCl выделяли фракцию рубидия, перед выходом стронция элюент сменяли на 3.9 н соляную кислоту, в которой собирали фракции стронция и редкоземельных элементов. Перед нанесением раствора с образцом на колонку его центрифугировали, при этом как правило осадок не обнаруживался. Выделение Sm и Nd из полученной смеси проводили также методом колоночной хроматографии с ионно-обменником HDEHP (смола Ln-спес) на колонках внутренним диаметром 4 мм и высотой столба смолы 80 мм. Все используемые кислоты предварительно очищали перегонкой без кипения. Воду очищали трехступенчатой перегонкой с кипением.

При Rb–Sr исследовании минералов карбонатита с целью определения его возраста анализировали отдельные кристаллы кальцита и флогопита (табл. 3). Относительно крупные кристаллы слюды, более 30 мг, расщепляли скальпелем на несколько частей и анализировали индивидуально. Их анализы в таблице обозначены номерами с десятичными знаками. Разложение флогопита проводили так же, как и разложение пород в целом. Кристаллы кальцита растворяли в концентрированной соляной кислоте.

Изотопный анализ стронция проводили в одноленточном режиме с добавлением Ta эмиттера с фосфорной кислотой, остальные элементы – в двухленточном режиме, все на рениевых лентах. Измеренные изотопные отношения неодима нормировали по отношению  $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241572$ , стронция – по  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ . Измеренные изотопные отношения рубидия корректировали общим нормированием, принимая в природном рубидии отношение  $^{87}\text{Rb}/^{85}\text{Rb} = 0.386354$  (Villa et al., 2015). При расчетах возраста использовали константу распада  $^{87}\text{Rb}$ , равную  $1.3972 \times 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$  (Villa et al., 2015).

Погрешность измерения Rb/Sr отношения в 1% оценивается нами из параллельных анализов растворов. Все используемые в настоящей работе погрешности отвечают 95%-ной доверительной вероятности. Правильность получаемых изотопных отношений контролировали путем регулярного анализа стандартов SRM-987 и JNd1 (табл. 5). Внутренняя сходимости в отдельно взятом опыте (счетная статистика) при измерении изотопного состава стронция (~0.001%) и неодима (~0.002%) в большинстве случаев заметно меньше, чем воспроизводимость стандартов стронция и неодима в независимых опытах за весь период проведения исследований: около 0.002% для стронция и 0.004% для неодима (табл. 5). Поэтому для большей объективности погрешность каждого анализа в таблицах 3 и 5 рассчитана как квадратичная сумма обоих видов погрешности.

Статистическую обработку изохроны проводили методом Йорка (York, 1966).

Для U–Pb изотопного исследования перовскита и титанита из карбонатита Od-16-19 кристаллы были отобраны прямо в поле при опробовании, т.к. размер их составлял первые миллиметры. Для анализа методом LA-ICP-MS они были помещены в эпоксидную смолу. Шашка с образцами была отмыта в ультразвуковой ванне с рабочим раствором (0.5N HNO<sub>3</sub>), для удаления поверхностного загрязнения обычным свинцом. Состав аксессуарных минералов в образце предварительно был изучен с помощью электронного микроскопа TESCAN MIRA-3 в ГЕОХИ РАН. Изотопный анализ зерен проводили на приборе Element XR с использованием лазерной

Таблица 2. Содержание петрогенных оксидов (вес. %) и элементов-примесей (мкг/г) в исследованных образцах

Компонент	Od-3-14	Od-7-14	Od-4-14	Od-9-14	Od-10-14	Od-6-14	Od-12-14	Od-15-19	Od-17-19	Od-1-14	Od-11-14	Od-13-14
SiO <sub>2</sub>	30.6	42.05	34.91	41.94	39.68	44.63	39.9	42.13	42.24	41.14	39.27	41.91
TiO <sub>2</sub>	1.2	4.55	3.2	0.52	0.69	0.71	1.7	0.97	0.53	1.99	1.15	1.91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.08	5.36	3.82	6.6	17.1	11.98	15.69	15.69	21.07	16.07	18.51	18.82
FeO	15.45	11.21	15.55	7.78	6.20	7.01	11.58	7.79	4.72	10.81	12.13	11.36
MnO	0.361	0.14	0.135	0.092	0.097	0.089	0.144	0.079	0.062	0.128	0.186	0.161
MgO	43.19	11.11	10.06	7.91	5.4	8.92	7.92	7.94	6.21	7.83	5.39	9.28
CaO	0.66	21.94	29.31	29.64	18.52	15.92	11	12.64	10.06	11.7	11.17	10.64
Na <sub>2</sub> O	0.12	2.76	2.16	3.81	8.84	6.29	8.66	8.09	10.14	8.1	8.98	1.86
K <sub>2</sub> O	1.72	0.63	0.06	0.15	2.41	1.70	2.86	2.22	3.43	3.01	3.08	4.59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.42		0.03	0.00	0.15	0.01	0.05	0.01	0.01	0.02	0.06	0.00
S	0.12					0.14						
ППП	1.92	0.51	0.51	1.25	1.46	1.51	0.51	2.72		0.43		
Сумма	97.84	100.26	99.75	99.69	100.55	98.91	100.01	100.28	98.47	100.80	100.36	100.53
XRF:												
V	37.8	40			44	40	69		29	108		
Ni	685	25	41	33.0	24	24	35	41	43.2	22.6	27	59
Co	133	22.0	56	25.5	26	21	28	28	14.2	42.6	21.0	35
Cr	2050			50		27	35	50	29	7.31	50	83
Rb						25	39	34				
Ba	127	104	90	112	148	160	104	152	166	353	200	1100
Sr	24.6	482	2688	2350	3198	372	261	455	348	306	500	494
ICP-MS:												
La	14.2	249	112	145	62	7.3	38	13.6	9.6	37	51	47
Ce	32	539	177	290	113	15.8	80	33	22	69	110	79
Pr	3.5	63	18.1	35	12.6	2.1	8.7	4.3	2.9	7.5	12.7	7.9
Nd	12.1	209	60	116	45	8.5	31	16.7	11.1	27	41	26
Sm	1.27	28	8.8	13.5	6.7	1.61	4.1	2.7	1.68	3.6	4.9	3.6
Eu	0.31	6.5	2.2	3.2	1.88	0.54	1.13	0.76	0.50	1.02	1.26	1.04
Gd	0.79	14.7	5.6	6.4	5.0	1.23	2.6	1.61	1.19	2.5	2.8	2.4
Tb	0.076	1.58	0.56	0.68	0.56	0.140	0.28	0.190	0.130	0.29	0.32	0.29
Dy	0.23	7.7	2.3	2.5	3.1	0.75	1.20	0.82	0.55	1.22	1.64	1.50
Ho	0.038	1.16	0.32	0.34	0.45	0.140	0.200	0.150	0.089	0.23	0.28	0.24
Er	0.110	2.7	0.63	0.68	1.05	0.35	0.50	0.33	0.25	0.46	0.73	0.59
Tm	0.0160	0.29	0.058	0.070	0.100	0.050	0.057	0.050	0.026	0.067	0.100	0.070
Yb	0.094	1.93	0.29	0.26	0.68	0.38	0.37	0.27	0.22	0.42	0.89	0.51
Lu	0.0150	0.25	0.034	0.050	0.080	0.080	0.071	0.060	0.032	0.045	0.170	0.080

Примечания. Пустые ячейки — результат ниже предела обнаружения.

**Таблица 3.** Результаты исследования Rb–Sr изотопной системы отдельных зерен кальцита и флогопита из карбонатита Od-16-19

Образец	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$
Зерна кальцита:					
Od-16-19-C1	0.349	9300	0.000108	0.703550	$\pm 14$
Od-16-19-C2	0.041	10400	0.000011	0.703583	$\pm 12$
Od-16-19-C3	0.035	9660	0.000010	0.703554	$\pm 12$
Od-16-19-C4	0.031	9780	0.000009	0.703565	$\pm 12$
Od-16-19-C5	0.020	8680	0.000007	0.703569	$\pm 13$
Зерна флогопита:					
Od-16-19-F1-1.1	185.8	701	0.766	0.706251	$\pm 13$
Od-16-19-F1-1.2 L	202	308	1.892	0.710284	$\pm 13$
Od-16-19-F1-1.3	186.1	703	0.766	0.706295	$\pm 12$
Od-16-19-F1-2.1	213	548	1.121	0.707484	$\pm 15$
Od-16-19-F1-2.2 L	181.4	440	1.193	0.707574	$\pm 13$
Od-16-19-F1-2.3	219	583	1.086	0.707371	$\pm 13$
Od-16-19-F1-3.1	197.8	250	2.29	0.711367	$\pm 14$
Od-16-19-F1-3.2 L	183.3	447	1.187	0.707672	$\pm 15$
Od-16-19-F1-5	221	363	1.764	0.709482	$\pm 13$
Od-16-19-F1-6	165.0	525	0.715	0.705931	$\pm 13$
Od-16-19-F1-7	224	171.6	3.77	0.716616	$\pm 12$
Od-16-19-F1-8	178.4	253	2.04	0.710463	$\pm 13$
Od-16-19-F1-9	178.4	373	1.382	0.708128	$\pm 14$
Od-16-19-F1-10	165.8	367	1.306	0.708072	$\pm 13$
Od-16-19-F1-11	153.1	506	0.875	0.706541	$\pm 17$
Od-16-19-F1-12	187.1	434	1.247	0.707999	$\pm 15$
Od-16-19-F1-13	207	356	1.677	0.709460	$\pm 14$

Примечания. Погрешности относятся к последним цифрам изотопного отношения. L – образец отмыт в ледяной уксусной кислоте. Номера с десятичной точкой (напр., 2.1, 2.2, 2.3) – анализы разных частей одного и того же кристалла флогопита.

установки LSX-213 G2+ (ГЕОХИ РАН), аналитический подход описан в работе (Костицын, Аносова, 2013). Помимо исследуемых образцов, каждая последовательность измерений включала в себя стандарты циркона GJ и 91500. Были использованы следующие параметры измерений: частота импульса лазерного излучения 6 Hz, диаметр пучка 40 мкм, газовые потоки: Ar (охлаждающий) – 16 л/мин, Ar (вспомогательный) – 1.95 л/мин, Ar (с образцом) – 0.975 л/с, He – 0.9 л/мин. Полученные данные обрабатывали с помощью программы Glitter (van Achterbergh et al., 1999).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

**Rb–Sr изотопная система флогопита и кальцита из карбонатита Od-16-19.** Для определения возраста среднезернистого карбонатита Od-16-19, вскрытого канавой в правом борту р. Эбе-Юрях (рис. 2), были предприняты Rb–Sr изотопные исследования минеральных фракций карбонатита –

5 зерен кальцита и 12 – флогопита, в 3 из которых Rb–Sr изотопная система изучена в разных фрагментах кристаллов (табл. 3). Результаты измерения показали, что Rb–Sr изотопная система нарушена (рис. 3), средний квадрат взвешенных отклонений (СКВО, или MSWD) равен 22, что определенно указывает на нарушенность изотопной системы минералов. При этом дисперсия аналитических точек относительно линии наилучшего соответствия гораздо больше для кристаллов флогопита, чем для кристаллов кальцита, хотя и в изотопных отношениях стронция кальцита наблюдаемый разброс в 6.7 раза больше погрешности изотопного анализа.

На рис. 3б представлен т. н. график остатков – отклонение аналитических точек от аппроксимирующей функции, в данном случае – от изохроны. График остатков бывает полезен для выявления отдельных резких отлетов или для обнаружения неких закономерностей в разбросе аналитических точек, которые могут быть не видны на изохронной диа-

**Таблица 4.** Результаты исследования U–Pb системы перовскита (*Prv*) и титанита (*Ttn*) из карбоната Od-16-19 методом LA-ICP-MS

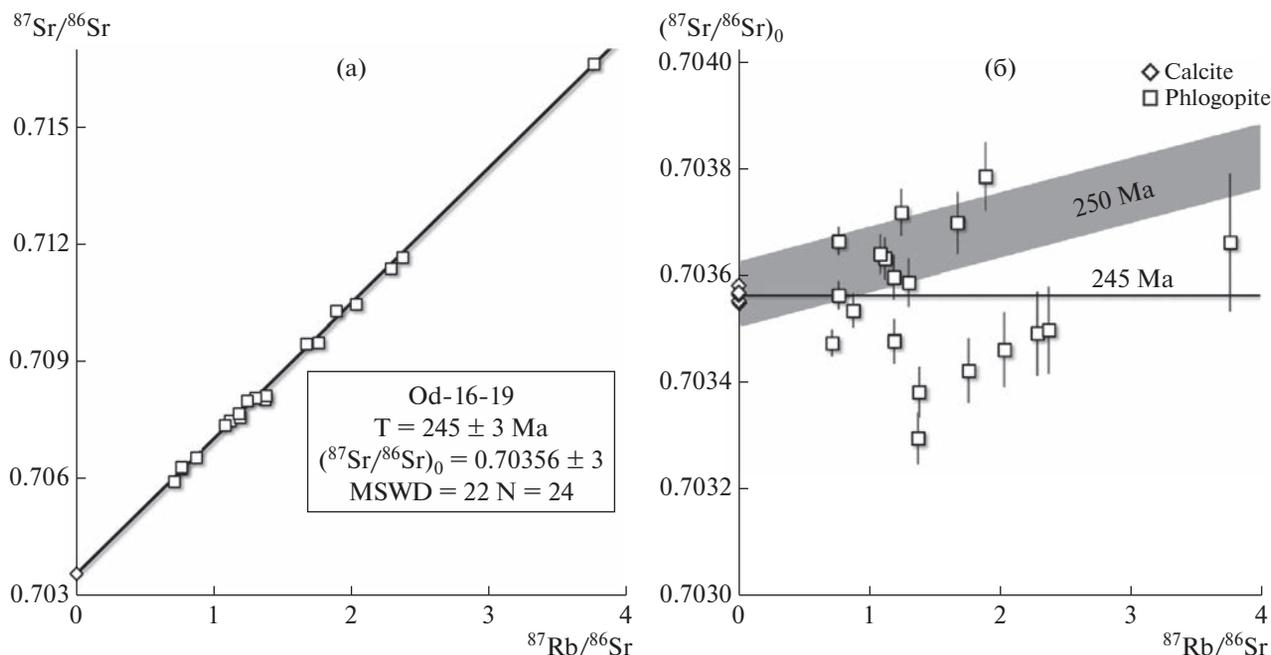
Образец	Th, ppm	U, ppm	Pb, ppm	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±1σ	Rho
Od-16-19-Prv-1	3760	622	153	6.04	0.422	0.005	4.74	0.07	0.0814	0.0010	0.69
Od-16-19-Prv-2	1793	646	134	2.77	0.441	0.006	5.15	0.08	0.0845	0.0011	0.69
Od-16-19-Prv-3	1965	679	140	2.89	0.444	0.006	5.12	0.08	0.0837	0.0012	0.69
Od-16-19-Prv-4	1836	435	126	4.22	0.505	0.006	7.12	0.10	0.1022	0.0013	0.70
Od-16-19-Prv-5	2088	468	94	4.46	0.381	0.004	3.95	0.06	0.0751	0.0010	0.70
Od-16-19-Prv-6	1745	594	142	2.94	0.465	0.006	5.80	0.09	0.0903	0.0012	0.68
Od-16-19-Prv-7	1842	421	125	4.37	0.512	0.006	7.26	0.10	0.1029	0.0014	0.71
Od-16-19-Prv-8	900	356	74	2.53	0.444	0.005	5.13	0.07	0.0838	0.0011	0.71
Od-16-19-Prv-9	1721	558	117	3.08	0.424	0.005	4.95	0.07	0.0845	0.0011	0.70
Od-16-19-Prv-10	709	374	71	1.894	0.438	0.005	4.85	0.07	0.0803	0.0011	0.71
Od-16-19-Prv-11	1602	293	65	5.46	0.405	0.005	4.27	0.06	0.0764	0.0010	0.71
Od-16-19-Prv-12	1055	313	83	3.37	0.500	0.006	6.89	0.10	0.1000	0.0014	0.70
Od-16-19-Prv-13	2328	524	131	4.44	0.466	0.005	5.72	0.08	0.0891	0.0012	0.71
Od-16-19-Prv-14	1553	342	67	4.54	0.414	0.005	4.14	0.06	0.0726	0.0010	0.70
Od-16-19-Prv-15	1070	456	83	2.35	0.431	0.005	4.49	0.07	0.0757	0.0010	0.69
Od-16-19-Prv-16	874	455	80	1.920	0.432	0.005	4.50	0.07	0.0755	0.0010	0.69
Od-16-19-Prv-17	748	432	75	1.733	0.429	0.006	4.38	0.07	0.0740	0.0010	0.69
Od-16-19-Prv-18	1971	346	71	5.70	0.381	0.005	3.64	0.06	0.0693	0.0009	0.69
Od-16-19-Prv-19	1671	282	75	5.93	0.468	0.006	5.76	0.09	0.0894	0.0012	0.69
Od-16-19-Prv-20	1134	478	73	2.37	0.365	0.005	3.40	0.05	0.0676	0.0009	0.69
Od-16-19-Prv-21	809	305	57	2.65	0.420	0.005	4.37	0.06	0.0754	0.0010	0.70
Od-16-19-Prv-22	1860	403	80	4.61	0.374	0.005	3.77	0.05	0.0731	0.0010	0.69
Od-16-19-Prv-23	742	359	69	2.07	0.444	0.005	4.88	0.07	0.0797	0.0011	0.70
Od-16-19-Prv-24	617	375	64	1.644	0.414	0.005	4.28	0.06	0.0751	0.0010	0.69
Od-16-19-Prv-25	1197	395	65	3.03	0.366	0.004	3.47	0.05	0.0688	0.0009	0.69
Od-16-19-Prv-26	2076	307	68	6.77	0.384	0.005	3.83	0.06	0.0725	0.0010	0.69
Od-16-19-Prv-27	1402	387	68	3.62	0.369	0.005	3.55	0.05	0.0697	0.0009	0.69
Od-16-19-Ttn-1	12.1	32	1.54	0.380	0.110	0.005	0.61	0.03	0.0400	0.0008	0.59
Od-16-19-Ttn-2	5.3	5.0	0.26	1.069	0.080	0.011	0.44	0.06	0.0399	0.0015	0.56
Od-16-19-Ttn-3	48	11.2	1.91	4.30	0.379	0.015	3.43	0.13	0.0657	0.0016	0.61
Od-16-19-Ttn-4	1.10	1.85	0.37	0.594	0.51	0.04	6.03	0.40	0.086	0.004	0.60
Od-16-19-Ttn-5	56	62	3.7	0.913	0.133	0.003	0.782	0.021	0.0426	0.0007	0.63
Od-16-19-Ttn-6	63	50	2.7	1.259	0.088	0.003	0.477	0.017	0.0391	0.0007	0.60
Od-16-19-Ttn-7	55	88	4.0	0.626	0.082	0.003	0.447	0.014	0.0394	0.0007	0.61
Od-16-19-Ttn-8	77	62	3.2	1.239	0.077	0.003	0.408	0.014	0.0385	0.0007	0.60
Od-16-19-Ttn-9	5.8	5.5	0.26	1.046	0.073	0.009	0.39	0.05	0.0389	0.0013	0.55
Od-16-19-Ttn-10	27	21	1.19	1.327	0.100	0.006	0.59	0.04	0.0425	0.0011	0.58
Od-16-19-Ttn-11	54	51	3.4	1.071	0.148	0.004	0.937	0.025	0.0460	0.0008	0.63
Od-16-19-Ttn-12	50	52	3.2	0.966	0.134	0.004	0.814	0.024	0.0442	0.0008	0.61
Od-16-19-Ttn-13	76	66	3.5	1.159	0.083	0.003	0.462	0.016	0.0406	0.0007	0.60
Od-16-19-Ttn-14	46	39	2.00	1.168	0.082	0.003	0.446	0.017	0.0396	0.0007	0.59
Od-16-19-Ttn-15	3.5	2.6	0.157	1.354	0.093	0.016	0.56	0.09	0.0434	0.0019	0.55
Od-16-19-Ttn-16	5.2	4.6	0.22	1.127	0.062	0.010	0.34	0.05	0.0395	0.0013	0.54

Примечания. Rho – коэффициент корреляции погрешностей для отношений <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U и <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U.

Таблица 5. Результаты исследования Rb–Sr и Sm–Nd изотопных систем образцов пород и изотопных стандартов

Образец	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm \sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T)$	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm \sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd2}}$
Ku-11-14	0.981	38.8	0.0732	0.709026	0.70877	0.0459	0.249	0.1112	0.51218	±91	–6.2
Ku-12-14	0.462	28.8	0.0464	0.709196	0.70903	0.238	1.344	0.1072	0.51208	±5	–8.0
Ad-1-14	11.3	807	0.0407	0.703616	0.70347	5.34	39.1	0.0826	0.512665	±26	4.2
Ad-2-14	13.3	1838	0.0209	0.703624	0.70355	13.28	97.2	0.0826	0.512670	±22	4.3
Ad-2a-14	13.4	3082	0.01262	0.703580	0.70354	10.04	74.1	0.0819	0.512647	±22	3.8
Od-3-14	90	349	0.747	0.707240	0.70463	5.34	44.2	0.0730	0.512520	±21	1.7
Od-7-14	5.1	37	0.398	0.705085	0.70369	0.261	2.27	0.0696	0.512571	±22	2.8
Od-4-14	1.69	2215	0.00221	0.703896	0.70389	25.1	238	0.0637	0.512516	±23	1.9
Od-9-14	11.2	3619	0.00897	0.703405	0.70337	4.20	30.9	0.0823	0.512650	±24	3.9
Od-9-14*	8.1	4652	0.00505	0.703302	0.70328	10.46	76.5	0.0826	0.512659	±24	4.1
Od-10-14	25	2893	0.0253	0.703430	0.70334	12.64	93.9	0.0814	0.512681	±21	4.5
Od-6-14	0.88	7.9	0.322	0.70547	0.70434	0.469	4.21	0.0673	0.512516	±22	1.8
Od-12-14	42	253	0.477	0.705201	0.70353	1.159	6.56	0.1068	0.512562	±28	1.4
Od-15-19	43.0	2228	0.0555	0.704151	0.70396	60.6	505	0.0726	0.512525	±24	1.8
Od-17-19	34.8	999	0.1006	0.704053	0.70370	12.01	86.5	0.0840	0.512538	±24	1.6
Od-1-14	48	438	0.314	0.704862	0.70376	4.67	34.3	0.0824	0.512536	±31	1.7
Od-11-14	66	246	0.777	0.706729	0.70401	1.081	8.24	0.0793	0.512504	±23	1.1
Od-13-14	59	305	0.559	0.706284	0.70433	2.36	16.55	0.0863	0.512532	±17	1.5
Od-5-14	0.47	22408	0.000061	0.704166	0.70417	0.720	10.9	0.0397	0.512482	±23	2.0
Od-8-14	92	163418	0.00162	0.703363	0.70336	2.05	32.6	0.0380	0.512584	±26	4.0
Od-16-19	0.392	9137	0.00012	0.703575	0.70357	2.34	27.4	0.0517	0.512519	±22	2.3
SRM-987 (N = 5)				0.710235							
JNd1 (N = 5)									0.512105		±20

\* Повторный анализ. Погрешности относятся к последним цифрам изотопного отношения.  $T_{\text{Nd2}}$  — двухстадийный модельный возраст в млрд лет.



**Рис. 3.** Изохронная диаграмма (а) для карбонатита Od-16-19 по отдельным зернам кальцита и флогопита, и “график остатков” (б) для этих же данных. Rb–Sr система минералов нарушена и расположение аналитических точек не противоречит тому, что возраст карбонатита близок к 250 млн лет.

грамме. Однако в данном случае можно видеть бессистемный разброс аналитических точек вокруг линии наилучшего соответствия, что, по-видимому, указывает на более или менее равномерный характер нарушений изотопной системы во всех проанализированных зернах минералов.

**U–Pb изотопная система перовскита и титанита из карбонатита Od-16-19.** По результатам исследования U–Pb изотопной системы двух кристаллов перовскита и одного кристалла титанита были построены диаграммы с конкордией (рис. 4). На графиках видно, что аналитические точки не попадают на линию конкордии, но образуют линии дискордий. Нижние пересечения дискордий с конкордией отвечают, как мы полагаем, времени закрытия U–Pb системы минералов. Пересечение дискордий с осью ординат отвечает изотопному отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  обыкновенного свинца, присутствующего в этих минералах, т.е. дискордии в данном случае представляют собой линии смещения радиогенного свинца с обыкновенным, выполняющим роль контаминанта.

В перовските (рис. 4а) в целом U/Pb отношение ниже, чем в титаните (рис. 4б). Результаты анализа перовскита расположены компактно в средней части графика (рис. 4а) и заметно удалены от конкордии, в результате чего значение возраста по этому минералу получено с большей погрешностью –  $247 \pm 18$  млн лет. Величина среднего квадрата взвешенных отклонений также несколько повышена, равна 4,0, т.е. в этих анализах присутствует

некий дополнительный “шум” помимо аналитической погрешности.

Полученное значение U–Pb возраста для титанита составляет  $244 \pm 5$  млн лет при умеренной величине среднего квадрата взвешенных отклонений – 1,8, на основании чего можно полагать, что все изотопные данные для этого минерала согласованы между собой.

**Геохимия изотопов Sr и Nd.** Результаты исследования Rb–Sr и Sm–Nd изотопных систем пород интрузивного тела Одихинча, вмещающих верхнекембрийских доломитов и базальтов арыд-жангской свиты представлены в табл. 5.

Начальные (250 млн лет назад) изотопные отношения неодима и стронция в магматических породах массива Одихинча варьируют:  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  – от +1.1 до +4.5,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  – от 0.7033 до 0.7046. При этом в изотопном составе стронция между представленными группами пород систематических различий не выявлено (рис. 5а), тогда как в изотопном составе неодима при ближайшем рассмотрении обнаруживаются различия между нефелин-содержащими разностями, с одной стороны, и остальными породами – с другой. Изотопные отношения неодима в нефелин-содержащих породах (ийолитах, якупирангите, уртите, нефелиновом сиените) варьирует в гораздо более узких пределах,  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  от +1.1 до +1.8, чем в остальных типах пород, включая мелилит-содержащие (ункомпакриты, окаит) и безмелилитовые ультрабазиты

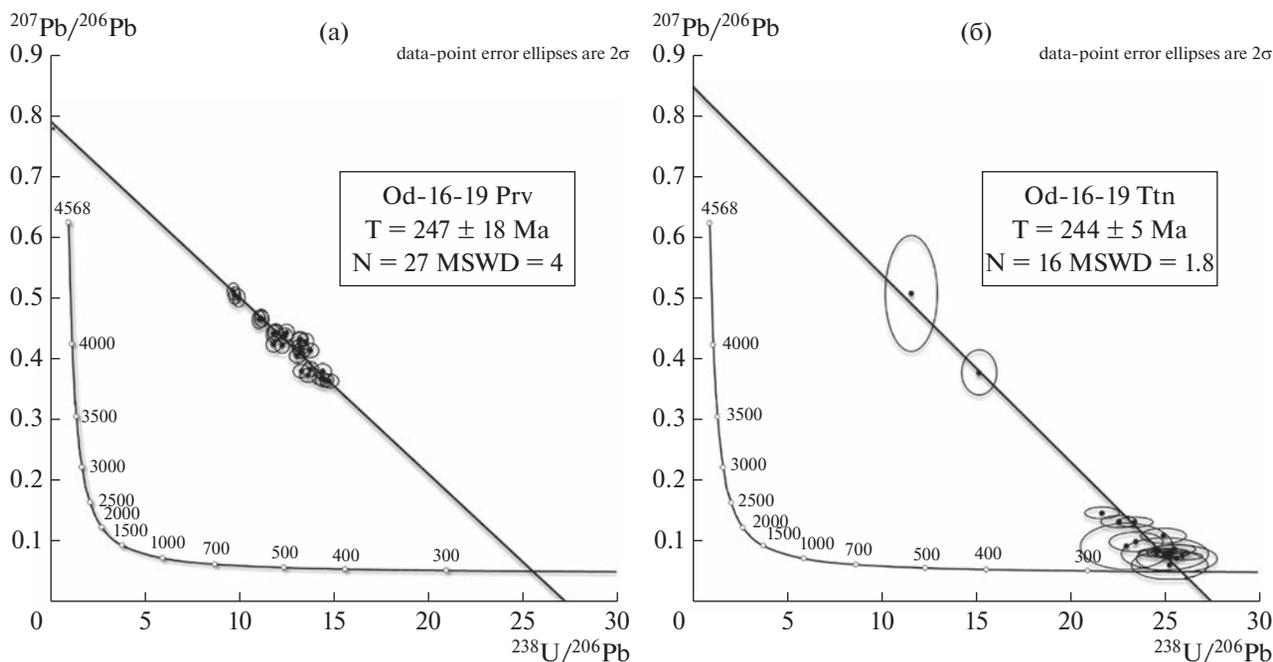


Рис. 4. Диаграммы Тера-Вассербурга с результатами анализа кристаллов перовскита (а) и титанита (б) из карбонатита Od-16-19 массива Одихинча.

(оливинит и пироксенит) а также карбонатиты. В этих образцах существенно более широкие вариации  $\epsilon_{Nd}(T)$ : от +1.7 до +4.5.

Исследованные образцы арыджангской свиты оказались довольно однородны по изотопному составу неода и стронция:  $\epsilon_{Nd}(T)$  варьирует от +3.8 до +4.3,  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  — от 0.70347 до 0.70355. Опробованное нами обнажение находится недалеко от разреза 3 из работы (Fedorenko et al., 2000), и наши результаты хорошо согласуются с данными цитируемой работы по этому разрезу. Образцы (Fedorenko et al., 2000) из двух других разрезов (1 и 5) имеют несколько отличные изотопные отношения, но в целом диапазон вариаций неода и стронция в вулканитах арыджангской свиты варьируют в тех же пределах, что и в мелилит-содержащих породах Одихинчи (рис. 5а).

В целом начальные изотопные отношения неода и стронция в образцах арыджангской свиты, массива Одихинчи, а также карбонатитах массивов Гули и Ессей (Morikiyo et al., 2001) указывают на относительно обогащенный источник их вещества в сравнении с составом конвектирующей мантии (рис. 5б), представленной базальтами срединно-океанических хребтов (MORB). Нередко все изотопные отношения неода с величинами  $\epsilon_{Nd}(T) > 0$  ассоциируют с геохимически обедненными источниками, следуя модели (DePaolo, Wasserburg, 1976), что, конечно же, является заблуждением. Ниже мы вернемся к этому вопросу.

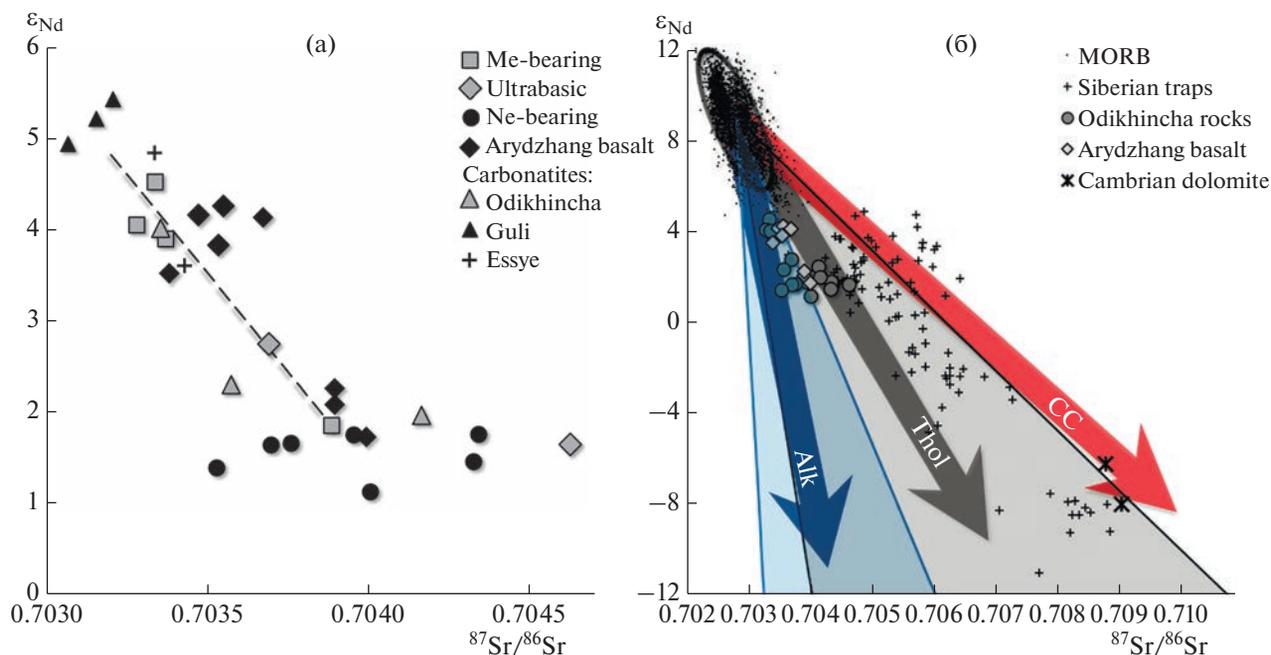
## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### Геохронология

**Rb—Sr система минералов карбонатита.** Рассмотрим возможные причины нарушения замкнутости Rb—Sr изотопной системы минералов карбонатита Od-16-19. Причинами этого могли стать: (а) изотопно-гетерогенное вещество (расплав/флюид), из которого кристаллизовались минералы карбонатита и/или (б) большая длительность процесса отложения минералов и/или (в) наложенные метаморфические преобразования, значительно оторванные во времени от исходного формирования породы.

Признаков поздних вторичных преобразований кальцита и, прежде всего, флогопита при микроскопическом изучении минералов мы не обнаружили. К тому же, высокие содержания стронция в кристаллах кальцита, 8–10 тысяч мкг/г и низкие содержания рубидия, меньше 1 мкг/г обусловили крайне низкие величины Rb/Sr отношения в них, от  $2.4 \times 10^{-6}$  до  $3.8 \times 10^{-5}$ . Все это делает Rb—Sr изотопную систему кристаллов кальцита устойчивой к наложенным термальным событиям в поздней истории породы, так как радиогенная добавка в кальците за все прошедшие ~250 млн лет много меньше погрешности изотопного анализа стронция.

В то же время, мы видим, что и кристаллы флогопита, и кристаллы кальцита содержат изотопно-гетерогенный стронций: вариации началь-



**Рис. 5.** Изотопные отношения неодаима (в виде  $\epsilon_{Nd}(T)$ ) и стронция (а) – в мелилит-содержащих (Me-bearing), нефелин-содержащих (Ne-bearing), ультраосновных породах и карбонатитах массива Одихинча, а также карбонатитах массивов Эссея (Essey) и Гули (Guli) (Morikyo et al., 2001), и щелочных базальтах арыджангской свиты, включая данные (Fedogenko et al., 2000). Пунктирная линия отвечает кривым на рис. 7; (б) – те же данные в сравнении с данными (Костицын, 2004, 2007) по базальтам срединно-океанических хребтов (MORB) и Сибирским траппам (Lightfoot et al., 1993; Wooden et al., 1993; Hawkesworth et al., 1995; Arndt et al., 1998; Krivolutsкая et al., 2012; Kiselev et al., 2014; Reichow et al., 2016), также использованы неопубликованные данные Ю.А. Костицына и Н.А. Криволуцкой. Показаны составы вмещающих массив среднекембрийских доломитов (табл. 5). Для MORB приведен двухсигмовый эллипс их разброса. Широкими стрелками указано возможное положение древних обогащенных источников изначально мантийного изотопного состава, но с элементными характеристиками (Rb/Sr и Sm/Nd), отвечающими континентальной земной коре (Taylor, McLennan, 1985) – CC (красная стрелка), медианным составом толеитовых базальтов и габбро – Thol (серая стрелка) и щелочных пород – Alk (синяя стрелка). Для последних двух групп пород показаны поля с учетом гетерогенности Rb/Sr и Sm/Nd отношений в них (табл. 5) так же серым и синим цветами).

ного изотопного состава стронция в обеих группах минералов в несколько раз превышает погрешность его определения. По-видимому, в качестве основной причины нарушения Rb–Sr изотопной системы следует непостоянство изотопного состава стронция в минералообразующем расплаве/флюиде во время формирования породы. Признаки метасоматических изменений (флогопитизация, ийолитизация) пород Одихинчи и других тел Маймеча-Котуйской провинции описаны Л.С. Егоровым (Егоров, 1991). Однако, нельзя также исключить и длительное формирование минералов карбонатита.

Полученное значение возраста  $245 \pm 3$  млн лет (рис. 3а) содержит в себе неизвестный геологический шум, что отражается в величине СКВО = 22, и этот результат не может быть принят в качестве надежной оценки возраста карбонатита Od-16-19 и тем более массива Одихинча в целом. Расположение фигуративных точек на “графике остатков” (рис. 3б) не противоречит тому, что возраст карбонатита близок к значению 250 млн лет, но большая часть результатов изотопного анализа

минералов “омоложены” вследствие их длительной кристаллизации из расплава/флюида.

Рисунок 3 помимо прочего наглядно показывает, что двухточечные Rb–Sr “изохроны” по паре минералов или минералу и породе в целом, а также изохроны, наклон которых определяется всего лишь одним минералом с высоким отношением Rb/Sr, в случае нарушения замкнутости изотопной системы флогопита или другого высокорубидиевого минерала чреваты ошибками, причем далеко за пределами погрешностей измерения изотопных отношений. Так в работе (Vagdasaryan et al., 2022) приводятся оценки возраста карбонатита Одихинчи в  $258.0 \pm 0.6$  млн лет по кальциту, флогопиту и тяжелой фракции (апатиту). Отметим, что расчет с актуальной константой распада  $^{87}\text{Rb}$  (Villa et al., 2015) по исходным Rb–Sr данным, приведенным в этой работе, дает возраст  $262.3 \pm 0.7$  млн лет, однако это расхождение вряд ли существенно, если иметь ввиду разброс аналитических точек для фракций флогопита, представленный на рис. 3. Если рассчитать индивидуальные значения возраста по каждому из наших

анализов флогопита на рис. 3 относительно кальцита, то получится весьма широкий диапазон значений от 231 до 255 млн лет. Если и в других образцах карбонатитов Маймеча-Котуйской провинции Rb–Sr система минералов нарушена в той же мере, что и в образце Od-16-19, то опубликованные значения Rb–Sr возраста (Bagdasaryan et al., 2022) содержат неопределенную ошибку. На эту неопределенность указывает также и высокая величина среднего квадрата взвешенных отклонений (СКВО = 58) для “изохроны” по минеральным фракциям и породе в целом апатитового эгиринита массива Маган, возраст которого по данным этой работы принимается как  $247 \pm 7$  млн лет (Bagdasaryan et al., 2022).

**U–Pb датирование и поправки на обыкновенный свинец.** Смысл полученных нами значений U–Pb возраста по перовскиту и титаниту можно понять при сравнении с другими геохронологическими данными по породам и минералам массива Одихинча. Значительная часть опубликованных геохронологических данных получена U–Pb методом по акцессорным минералам (перовскиту, титаниту, гранату и др.), содержащим ту или иную долю обыкновенного, загрязняющего свинца, что требовало от авторов этих исследований внесения соответствующих поправок. Рассмотрим кратко потенциальные источники ошибок, возникающих при внесении таких поправок.

Среди упомянутых выше акцессорных минералов перовскит обычно содержит наибольшую долю обыкновенного свинца (Kramers, Smith, 1983; Heaman, 1989; Wu et al, 2013; Anosova et al., 2019; Reguir et al., 2021), что часто препятствует получению точных значений возраста при локальном анализе методами лазерной абляции и масс-спектрометрии вторичных ионов. Применение классической методики ID-TIMS с внесением поправок на обыкновенный свинец, используя сигнал  $^{204}\text{Pb}$ , (Kramers, Smith, 1983; Heaman, 1989; Kamo et al., 2003; Reguir et al., 2021) на первый взгляд позволяет получить значительно меньшие величины погрешностей, однако и в этом случае получаемое значение возраста становится сильно зависимым от способа внесения поправок на обыкновенный свинец, прежде всего, от допущений, каким был его изотопный состав при формировании минерала, подчас весьма спорных. В таких случаях кажущаяся высокая точность геохронологического результата может быть обманчива. Нередко для внесения поправок используется модельный состав свинца. Если, например, “привязать” дискордию на рис. 4а к изотопному отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.852$  в соответствии с составом обыкновенного свинца по (Stacey, Kramers, 1975) на 250 млн лет назад, то, при заманчивом для аналитика значительном уменьшении погрешности, значение возраста

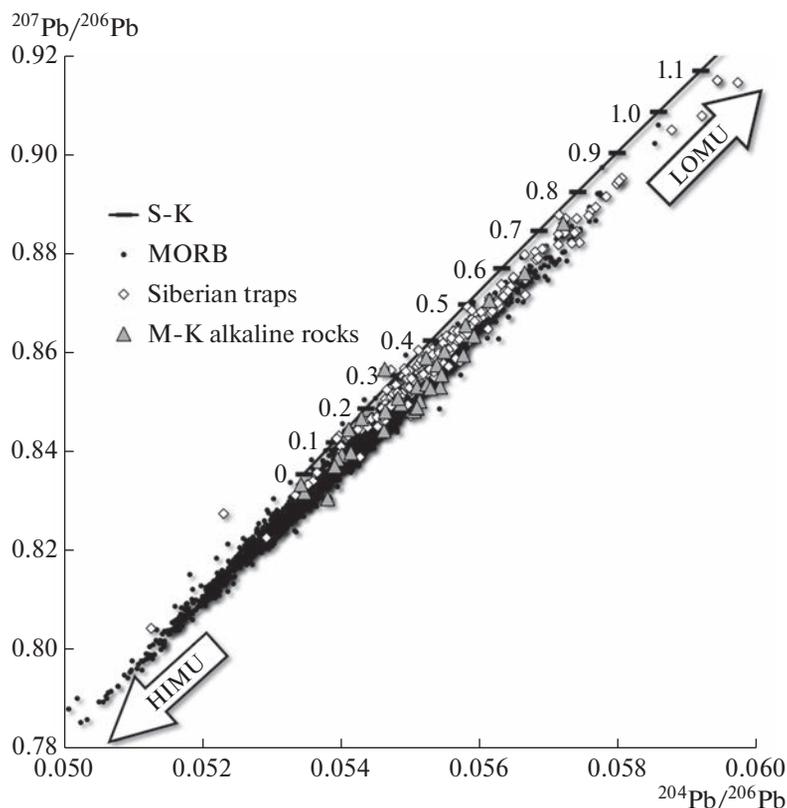
по перовскиту сильно изменится и составит  $266 \pm 4$  млн лет, что, на наш взгляд, с высокой долей уверенности указывает на ошибочность такого подхода – внесения поправки на обыкновенный свинец по модели Стейси-Крамерса.

Насколько широки вариации изотопного отношения  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  в источнике Сибирских траппов и щелочных пород, можно видеть на рисунке 6. Они в несколько раз шире модельных по Стейси-Крамерсу вариаций  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  для всего фанерозоя и даже не образуют какого-либо сгущения данных в районе 250 млн лет на этой модельной кривой. Кроме того, вся совокупность данных, включая MORB, находится заметно в стороне от модельной линии, т.е. эта модель не отражает состав источников этих пород. Поэтому очевидно, что внесение поправок на обыкновенный свинец, принимая его изотопный состав по модели Стейси-Крамерса (Salnikova et al., 2019; Reguir et al., 2021; Bagdasaryan et al., 2022) в общем случае может приводить к существенным искажениям возраста, вероятность случайного совпадения модельного изотопного состава свинца с реальным его составом в материнском расплаве ничтожно мала. Возможное искажение возраста будет тем большим, чем выше доля примеси обыкновенного свинца в анализе. Следует также понимать, что внесение поправки на обыкновенный свинец в классическом ID-TIMS анализе и “привязка” дискордии к фиксированному отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  на оси ординат при локальном анализе методами LA-ICP-MS или SIMS по сути являются одной и той же процедурой и в обоих случаях применение модельных составов для внесения поправок может приводить к неконтролируемым ошибкам при кажущемся точном определении возраста.

Для внесения поправок на обыкновенный свинец его изотопный состав может быть установлен при анализе сингенетических равновесных безурановых минералов (Kamo et al., 2003), однако и при анализе сингенетических минералов полезно убедиться, что разные минеральные фазы содержат гомогенный свинец, с одинаковыми начальными изотопными отношениями. В противном случае высокая точность результата может оказаться кажущейся, переоцененной.

Наиболее надежный метод внесения поправок на обыкновенный свинец – метод трехмерной дискордии (Ludwig, 2003), однако для его применения необходимо очень точное измерение  $^{204}\text{Pb}$ , что далеко не всем аналитическим методикам под силу.

**U–Pb система минералов карбонатита,** изученных в настоящей работе, так же далека от идеального соотношения между материнскими и радиогенными изотопами, как и Rb–Sr – имеют место и нарушение замкнутости изотопной системы, и, как уже отмечено выше, присутствие большой



**Рис. 6.** Вариации изотопного состава свинца в Сибирских траппах (Sharma et al., 1992; Lightfoot et al., 1993; Wooden et al., 1993; Czamanske, 2002; Arndt et al., 2003; Carlson et al., 2006; Krivolutskaya, Rudakova, 2009; Малич и др., 2010; Krivolutskaya et al., 2012) и щелочных породах маймеча-котуйского комплекса (*M-K alkaline rocks*) (Sharma et al., 1992; Carlson et al., 2006; Kogarko, Zartman, 2007). Для сравнения приведены также данные для базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) из работ (Костицын, 2004, 2007) и состав модельного источника (S-K) по (Stacey, Kramers, 1975). Цифры около кривой отвечают модельному возрасту свинца в млрд лет по модели Стейси-Крамерса. Показаны также направления на составы источников с высокими (HIMU) и низкими (LOMU) отношениями U/Pb.

доли нерадиогенного, обыкновенного свинца в анализах как титанита, так и перовскита (рис. 4).

Высокая и слабо варьирующая доля нерадио-генного свинца в перовските привела к тому, что точки на диаграмме с конкордией (рис. 4а) лежат довольно компактно, в результате чего угловой коэффициент дискордии, проведенной через них, имеет относительно широкие пределы колебаний и полученное значение возраста в свою очередь отягощено большой погрешностью —  $247 \pm 18$  млн лет.

U–Pb данные по титаниту, приведенные на рис. 4б, также демонстрируют, что в этом минерале помимо радиогенного свинца присутствует и обыкновенный. Титанит обычно содержит меньше обыкновенного свинца, чем перовскит, и доля радиогенного иногда может приближаться к 100% (Simonetti et al., 2006; Storey et al., 2006), что и наблюдается на рис. 4б. Дискордия, проведенная через точки, отвечающие анализам титанита, позволяет оценить время закрытия U–Pb системы этого минерала как  $244 \pm 5$  млн лет.

Полученные нами значения U–Pb возраста по перовскиту и титаниту в целом хорошо совпадает с результатом, полученным по Rb–Sr изотопной системы для флогопита и кальцита из этого же образца карбонатита —  $245 \pm 3$  млн лет. При этом, как отмечено выше, Rb–Sr система минералов нарушена, скорее всего в результате длительного процесса их формирования в том числе на метасоматическом этапе. Скорее всего U–Pb система перовскита и титанита не избежала такого же влияния длительности кристаллизации минералов карбонатита, поэтому мы полагаем, что обе изотопные системы — и Rb–Sr, и U–Pb — в минералах карбонатита Od-16-19 отражают время метасоматического процесса, а не первичной кристаллизации карбонатита.

Более точные геохронологические результаты по Одихинче получены в работе (Salnikova et al., 2019). В ней классическим U–Pb методом проанализированы две фракции граната из поздних пегматоидных жил щелочного состава и, после внесения небольших поправок на обыкновенный свинец, получено конкордантное значение воз-

раста  $249.8 \pm 0.5$  млн лет. Этот результат на сегодняшний день, пожалуй, лучше всего согласуется с данными (Kamo et al., 2003) по арыджангской свите ( $251.7 \pm 0.4$  млн лет), которая, как полагают, наиболее близка по времени к образованию интрузивных пород маймеча-котуйского комплекса.

Ранние геохронологические данные для Одихинчи не очень хорошо согласуются между собой. В одной из наиболее старых работ по К–Аг датированию минералов массива Одихинча (Кононова и др., 1973) по нефелину из уррита и мельтейгита были получены значения возраста  $255 \pm 10$  и  $256 \pm 10$  млн лет соответственно, что в пределах погрешностей перекрывается и с нашими результатами, и с данными (Salnikova et al., 2019). При этом по флогопиту из карбонатита и флогопитизированного оливинита получены значения К–Аг возраста  $262 \pm 8$  и  $264 \pm 8$  млн лет соответственно, что противоречит ожидаемой последовательности событий.

Багдасарян с коллегами (Bagdasaryan et al., 2022) опубликовали U–Pb возраст позднего, жильного карбонатита  $266 \pm 29$  млн лет по апатиту с большим количеством обыкновенного свинца, полученный методом лазерной абляции, а также  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  возраст  $267 \pm 5$  млн лет по флогопиту из этого же образца.

#### *Источники материнских расплавов*

**Проблема обедненных и обогащенных мантийных источников.** Приведенные в табл. 5 и на рис. 5 изотопные данные показывают, что породы даже такого относительно небольшого магматического тела, как Одихинча, изотопно гетерогенны: значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  варьирует от +1.1 до +4.5,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  – от 0.7033 до 0.7046. При этом изотопные отношения неодима, значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  которых выше нуля, многие авторы ассоциируют с обедненными мантийными источниками. Так исследователи Гулинского массива (Kogarko, Zartman, 2007; Kogarko, Zartman, 2011), анализируя вариации Nd–Sr–Pb изотопного состава слагающих его пород, заключили, что одним из источников материнских расплавов была обедненная мантия. Это достаточно традиционное предположение для пород, имеющих  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  выше нулевого значения, которое с легкой руки (DePaolo, Wasserburg, 1976) приписывается хондритовому однородному резервуару (CHUR). Если в породе  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  выше нуля, это означает, что в источнике этой породы было повышенное Sm/Nd отношение (низкое La/Lu), что отвечает обедненным характеристикам вещества. Если же в породе  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  ниже нуля, то в источнике Sm/Nd отношение было понижено (высокое La/Lu), что отвечает геохимически обогащенному веществу. Вопрос в том, что считать точкой отсчета, примитивным составом, относительно ко-

торого то или иное вещество мы будем считать обедненным или обогащенным. ДеПаоло и Вассербург предположили, что для земной мантии примитивного состава следует принять хондритовую модель (CHUR) с Sm/Nd = 0.325.

Доказательство существования CHUR в недрах Земли основано, как мы это сейчас понимаем, на совершенно недостоверном материале. В работе (DePaolo, Wasserburg, 1976) на линию эволюции хондритов легли четыре точки, отвечающие современному базальту формации Columbia River (BCR-1), диабазу Великой дайки Родезии (RHO) и двум образцам пород кислого состава: гранодиорита RN3 из батолита Прейсак-Лакорн в пределах провинции Сьюперитор, Канада и гнейса (OGG) гранодиоритового состава формации Амитсок Западной Гренландии. Очевидно, что точки, отвечающие гранодиоритам, попали на линию эволюции хондритов случайно, потому что это породы определенно не мантийного происхождения. Изотопные исследования Великой дайки Родезии показали, что в слагающих ее габбро-диабазы величина  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  варьирует от  $-0.03$  до  $+4.68$  (Oberthür et al., 2002), т.е. в работе (DePaolo, Wasserburg, 1976) соответствующая точка попала на линию CHUR опять же случайно. И наконец, обширные изотопные исследования миоценовых базальтов Columbia River, входящих в состав гигантской магматической провинции на западе Северной Америки, также показали их предельно высокую изотопную гетерогенность (Carlson et al., 1981; Brandon et al., 1993; Hooper, Hawkesworth, 1993; Day et al., 2021),  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  варьирует от  $-17$  до  $+7.8$  единиц. Таким образом доказательство того, что примитивная мантия Земли отвечает хондритовому однородному резервуару, основано в работе (DePaolo, Wasserburg, 1976) на четырех случайных аналитических точках, две из которых не отвечают породам мантийного генезиса, а две, отвечающие мантийным дериватам, представляют весьма гетерогенные образования. Так что на современном уровне наших знаний предположение об идентичности земной мантии и CHUR в Sm–Nd изотопной системе не может считаться обоснованным. Оно также никогда не было подтверждено позднее. Более детально несоответствие состава земной мантии в Sm–Nd и Lu–Hf изотопных системах хондритовому однородному резервуару обсуждается в работе (Костицын, 2004), где, в частности, показано, что современный состав примитивной мантии в Sm–Nd изотопной системе близок к  $\epsilon_{\text{Nd}}(0) \approx +9$ , Sm/Nd  $\approx 0.350$ . Соответственно, более высокие изотопные отношения неодима отвечают обедненным источникам, а более низкие – обогащенным.

На суперхондритовое Sm/Nd отношение примитивной мантии указывают также исследования короткоживущей изотопной системы  $^{146}\text{Sm}$ – $^{142}\text{Nd}$

**Таблица 6.** Состав модельных источников

Модельный источник	Rb/Sr	Sm/Nd
Конвектирующая мантия (источник MORB) (Костицын, 2004)	0.020	0.350
Континентальная кора (Taylor, McLennan, 1985)	0.123	0.219
Континентальные толеиты:		
Медиана (2-й квартиль)	0.059	0.258
1-й и 3-й квартили	0.028–0.105	0.233–0.284
N=	11829	6702
Континентальные щелочные породы:		
Медиана (2-й квартиль)	0.045	0.180
1-й и 3-й квартили	0.026–0.080	0.146–0.212
N=	743	477

(Boyet, Carlson, 2005; Caro et al., 2008; Frossard et al., 2022), причем короткий период полураспада  $^{146}\text{Sm}$  определенно свидетельствует, что различия в величинах Sm/Nd отношения между силикатной частью Земли и хондритами возникло еще на стадии формирования планетной системы, а не в результате дифференциации земного вещества.

В итоге приходится констатировать, что линия эволюции примитивных (необогатенных и обедненных) мантийных источников характеризуется параметрами:  $\epsilon_{\text{Nd}}(0) \approx +9$ , Sm/Nd  $\approx 0.350$ . Составы выше этой линии являются обедненными, ниже нее – обогащенными.

#### Источники материнских расплавов Одихинчи.

Изотопные отношения стронция и неодима исследованных пород щелочно-ультраосновной формации, как было отмечено выше, указывают на относительно обогащенный источник их материнских расплавов (рис. 5б) в сравнении с составом конвектирующей мантии, представленной своими глобально распространенными продуктами магматизма в виде базальтов срединно-океанических хребтов. То есть, в источнике магм, сформировавших массив Одихинча и вулканы арыджангской свиты, присутствовал обогащенный компонент, который длительное время имел пониженные величины Sm/Nd отношения и повышенные – Rb/Sr, на что указывают несколько более высокие изотопные отношения стронция и заметно пониженные изотопные отношения неодима в этих породах по сравнению с MORB.

С определенной долей условности можно сделать вывод о характере обогащенного компонента в источнике маймеча-котуйских ультраосновных-щелочных пород. На графике рис. 5б стрелками показаны тренды согласованных вариаций изотопных отношений неодима и стронция в трех потенциальных типах обогащенных пород, которые могли присутствовать в фундаменте Сибирской платформы. Это могли быть отделившиеся некогда ранее от конвектирующей мантии поро-

ды, (i) отвечающие среднему составу континентальной коры (CC) по оценке (Taylor, McLennan, 1985), а также магматические породы мантийного происхождения, среди которых рассмотрим две потенциальные контрастные группы (ii) толеитового и (iii) щелочного состава. Данные для получения медианных оценок этих магматических пород взяты из нашей изотопно-геохимической базы данных (Костицын, 2004, 2007). Геохимические параметры этих обогащенных источников вместе с составом конвектирующей мантии сведены в таблицу 6.

Стрелки и секторы разброса на рис. 5б построены в предположении, что отделившееся от конвектирующей мантии породы, изначально имели изотопные отношения неодима и стронция, отвечающие этому источнику, однако со временем их изотопные отношения становятся все более и более аномальными в результате радиоактивного распада  $^{147}\text{Sm}$  и  $^{87}\text{Rb}$ , причем тем сильнее, чем больше прошло времени с момента отделения породы от мантийного источника и чем сильнее Rb/Sr и Sm/Nd отношения в ней отличаются от мантийных.

Для наглядного представления химической гетерогенности этих обогащенных источников по Rb/Sr и Sm/Nd отношениям, которая со временем определяет и их изотопную гетерогенность, мы использовали значения первых и третьих квартилей имеющейся в нашей базе данных совокупности значений (табл. 6). Использовать для этих целей такие параметры как среднее и стандартное отклонение неправильно в силу того, что статистические распределения содержаний элементов-примесей в магматических породах не являются гауссовыми (Костицын, 2007) и тем более отношения этих элементов не подчиняются нормальному закону. В данном случае следует применять непараметрическую статистику. Для характеристики центрального значения совокупностей отношений Rb/Sr и Sm/Nd в табл. 6 мы использовали медианные значения выборок, для

характеристики разброса — первый и третий квартили. При анализе разброса всей совокупности, не следует забывать, что между первым и третьим квартилями находится только 50% данных, тогда как по 25% их находится ниже первого и выше третьего квартиля. Поэтому диапазоны вариаций элементных отношений в табл. 6 и границы секторов разброса на рис. 5б — весьма нестроги.

График на рис. 5б показывает, что большинство данных по Сибирским траппам находится между трендами, отвечающим обогащенным источником типа толеитовых базальтов и усредненному составу континентальной коры по (Taylor, McLennan, 1985), т.е. в источнике их материнских расплавов в качестве обогащенных компонентов могли присутствовать эти два типа составов. Точки, отвечающие щелочным интрузивным породам Одихинчи и вулканитам арыджангской свиты, на графике 5б лежат между трендами *Thol* и *Alk*, т.е. в их источнике обогащенные компоненты могли быть представлены преимущественно древними основными породами — толеитового и щелочного состава. Влияние компонента, отвечающего среднему составу континентальной коры в их источнике явно незначительно. Также из этого рисунка видно, что девонские доломиты не могли быть источником карбонатного вещества карбонатитов Одихинчи, особенно с учетом гораздо более низких содержаний в осадочных доломитах неодима и стронция в сравнении с карбонатитами Одихинчи (табл. 5).

Заметим, что  $Rb/Sr$  и  $Sm/Nd$  отношения в индивидуальных анализах щелочных и толеитовых базальтах варьируют в широких пределах и в значительной мере перекрываются, однако медианные и средние значения различаются заметно и закономерно (табл. 6). Это дает нам основание предполагать, что в образовании щелочных магматических пород Маймеча-Котуйской провинции могло иметь место наследование расплавами особенностей состава источника — в нем мог присутствовать обогащенный более древний компонент щелочного же состава.

Приблизительно можно оценить время формирования этих обогащенных пород источника, исходя из величин двустадийного  $Sm-Nd$  модельного возраста исследованных образцов, который варьирует в пределах от 0.63 до 0.96 млрд лет (табл. 5). Однако необходимо помнить, что в расчете двустадийного модельного возраста для первой стадии, т.е. стадии эволюции источника материнского расплава, используется величина  $Sm/Nd$  отношения, отвечающая континентальной земной коре. Если же в источнике материнских расплавов Одихинчи и арыджангской свиты преобладающий обогащенный компонент отвечал щелочным породам, т.е. с несколько более низкой величиной  $Sm/Nd$  отношения (0.180), чем

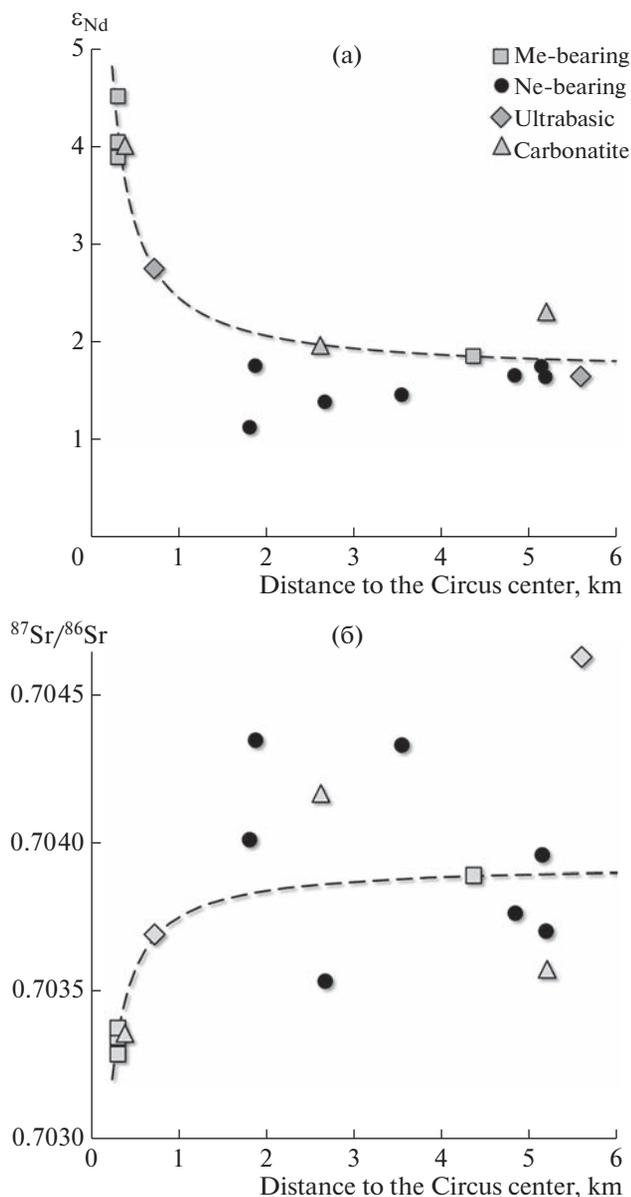
в континентальной земной коре (0.219), то оценка времени отделения этого компонента от конвектирующей мантии должна быть несколько ниже, 0.55–0.80 млрд лет. Однако, обогащенный толеитовый компонент, который тоже мог быть в источнике этих пород (рис. 5б), имеет, напротив, более высокое  $Sm/Nd$  отношение (0.258), и таким образом, смесь щелочного и нещелочного обогащенных компонентов могла не сильно отличаться по величине  $Sm/Nd$  отношения от среднекорового и тогда оценки модельного возраста обогащенного источника в таблице 5, по-видимому, не сильно искажены.

**Локальные вариации изотопного состава  $sr$  и  $nd$  в пределах массива.** В целом, как отмечено выше, вариации изотопного состава стронция и неодима в исследованных образцах массива Одихинча варьируют не очень широко. Однако, и в этих вариациях удалось обнаружить свои закономерности.

Прежде всего следует отметить, что нефелин-содержащие разности пород более гомогенны по начальному изотопному отношению неодима, чем мелилит-содержащие породы (рис. 5а). Подобные различия не проявляются в изотопном составе стронция, что может быть связано с в целом более широкими вариациями начального изотопного состава стронция (в сравнении с погрешностями измерения изотопных отношений этих элементов), чем для неодима. Нефелин-содержащие разности пород и на Одихинче, и на других массивах Маймеча-Котуйской провинции являются более поздними образованиями по сравнению с мелилит-содержащими породами (Егоров, 1969, 1991). Возможно, что в процессе эволюции материнских магм от ранних к поздним происходила гомогенизация изотопного состава неодима в них.

Арыджангские вулканиты тоже распадаются на две группы по изотопному составу неодима. Лимбургиты, пикрит и оливиновый мелилитит содержат неодим с более высокими значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$ , тогда как меланефелиниты, в т. ч. и мелилит-содержащий, совпадают по  $\epsilon_{Nd}(T)$  с нефелин-содержащими породами Одихинчи.

Как отмечено выше, вариации начального изотопного отношения неодима в мелилит-содержащих и более ранних породах (оливиниты, пироксениты) варьируют в не очень широких пределах,  $\epsilon_{Nd}(T)$  меняется от +1.7 до +4.5. Однако и в этих небольших вариациях обнаруживаются пространственные закономерности. На рисунке 7 показано распределение изотопных отношений неодима (рис. 7а) и стронция (рис. 7б) в зависимости от расстояния точки опробования до середины депрессии (т. н. цирка) в центральной части массива. Образцы из центральной части цирка (пироксенит Od-7-14, карбонатит Od-8-14, ун-компакрит Od-9-14 и окаит Od-10-14) имеют са-



**Рис. 7.** Зависимость начальных изотопных отношений неодаима (а) и стронция (б) от расстояния до центральной части цирка на горе Одихинча. Мелилит-содержащие (Me-bearing) породы на обоих графиках образуют гиперболическую кривую, к которой отчасти тяготеют карбонатиты и ультраосновные породы, тогда как нефелин-содержащие (Ne-bearing) породы не следуют этой географической зависимости.

мые высокие изотопные отношения неодаима из всей коллекции и в остальных образцах пород изотопные отношения неодаима плавно понижаются по мере удаления от середины цирка (рис. 7а), причем, в любом направлении (рис. 2). Эти же перечисленные выше породы из центральной части цирка имеют наиболее низкие изотопные отношения стронция (рис. 7б), хотя относительный разброс изотопных отношений стронция остальных образцов гораздо шире, чем на рисунке 7а.

Такое распределение изотопных отношений неодаима хорошо согласуется с известным симметричным строением большинства массивов Маймеча-Котуйской провинции, формировавшихся как интрузивные тела центрального типа — штоки, осложненные кольцевыми или полукольцевыми интрузиями более поздних фаз внедрения (Егоров, 1991). При этом на примере Одихинчи мы видим, что породы, тяготеющие к центру массива, характеризуются наиболее примитивными (мантийными) изотопными отношениями неодаима и стронция, тогда как к периферии возрастает вклад изотопно-обогащенного компонента. По-видимому, материнский расплав мантийного происхождения по мере продвижения в верхи континентальной литосферы ассимилировал ее вещество, имевшее более обогащенные изотопные характеристики по сравнению с его исходным изотопным составом.

### ВЫВОДЫ

Rb–Sr изотопная система флогопита и кальцита из карбонатита Od-16-19 массива Одихинча нарушена, полученный возраст по минеральной изохроне —  $245 \pm 3$  млн лет — близок ко времени формирования Сибирских траппов и пород ультраосновного-щелочного маймеча-котуйского комплекса, однако большой разброс аналитических точек (СКВО = 22) не позволяет считать эту дату надежной. Нарушение замкнутости изотопной системы возможно связано с тем, что в процессе автометасоматической флогопитизации карбонатита не было постоянным изотопное отношение стронция во флюиде.

U–Pb изотопная система титанита и перовскита из того же образца карбонатита Od-16-19 также оказалась нарушенной: аналитические точки образуют линии дискордии. Полученное значение U–Pb возраста для титанита составляет  $244 \pm 5$  млн лет (СКВО = 1.8), для перовскита —  $247 \pm 18$  млн лет (СКВО = 4).

По-видимому, согласующиеся между собой значения возраста по обеим изотопным системам ( $245 \pm 3$  млн лет по Rb–Sr и  $247 \pm 18, 244 \pm 5$  млн лет по U–Pb) отражают время метасоматических процессов — флогопитизации и ийолитизации, признаки которых широко проявлены в породах массива Одихинча.

Представленные результаты исследования Rb–Sr и Sm–Nd изотопных систем ультраосновных-щелочных интрузивных пород с карбонатитами массива Одихинча и вулканитов арыджангской свиты указывают на обогащенный, относительно состава конвектирующей мантии, и изотопно-гетерогенный источник их материнских расплавов. Этот источник мог представлять собой сочетание ультраосновных мантийных по-

род и пород основного состава (базитов). Последние играли роль обогащенного компонента.

Признаков контаминации расплавов вмещающими осадочными породами *in situ* не обнаружено, однако вариации изотопных отношений стронция и неодима в породах массива Одихинча могут указывать на то, что в процессе внедрения глубинных магм продолжалось их взаимодействие и вещественный обмен с окружающими породами литосферы и земной коры вплоть до места полного затвердевания расплавов, на что указывает характер локальной изотопной гетерогенности пород в пределах интрузива Одихинча.

Авторы признательны Ю.Д. Гриценко и О.И. Гриценко за помощь в проведении полевых работ летом 2019 года, а также двум анонимным рецензентам и А.В. Чугаеву, чьи замечания помогли улучшить первоначальный текст статьи. Мы также благодарны К.М. Рязанцеву за помощь в проведении исследований на электронном микроскопе.

Работа выполнена в рамках госзаданий ГЕОХИ РАН и ИГЕМ РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бутакова Е.Л., Егоров Л.С. (1962) *Маймеча-котуйский комплекс формаций щелочных и ультраосновных пород. Петрография Восточной Сибири. АН СССР.* Р. 417-589.
- Егоров Л.С. (1969) Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции: Издательство Недра, Ленинградское отделение.
- Егоров Л.С. (1991) *Ййолит-карбонатитовый плутонизм (на примере маймеча-котуйского комплекса Полярной Сибири). Л. Недра.*
- Когарко Л., Карпенко С., Ляликов А., Тептелев М. (1988) Изотопные критерии генезиса меймечитового магматизма. *ДАН СССР.* **301**, 939-942.
- Кононова В.А., Шанин Л.Л., Аракелянц М.М. (1973) Время формирования щелочных массивов и карбонатитов. *Известия АН СССР, Серия Геологическая.* (5), 25-36.
- Костицын Ю.А., Аносова М.О. (2013) U-Pb возраст экструзивных пород кальдеры Уксичан в Срединном хребте Камчатки. Применение лазерной абляции к датированию молодых цирконов. *Геохимия.* (2), 171-171.
- Yu. A. Kostitsyn and M. O. Anosova (2013) U-Pb Age of Extrusive Rocks in the Uxichan Caldera, Sredinnyi Range, Kamchatka: Application of Laser Ablation in Dating Young Zircons. *Geochem. Int.* **51**(2), 155-163.
- Костицын Ю.А. (2004) Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам? *Петрология.* **12**(5), 451-466.
- Костицын Ю.А. (2007) Взаимосвязь между химической и изотопной (Sr, Nd, Hf, Pb) гетерогенностью мантии. *Геохимия.* **45**(12), 1267-1291.
- Yu. A. Kostitsyn (2007) Relationships between the Chemical and Isotopic (Sr, Nd, Hf, and Pb) Heterogeneity of the Mantle *Geochem. Int.* **45**(12), 1173-1196.
- Малич К., Баданина И., Туганова Е. (2010) Магматическая эволюция ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции (Россия): вещественные и геохронологические данные. *Литосфера.* (5), 37-63.
- Прохорова С.Н., Евзикова Н.З., Михайлова А.Ф. (1966) *Флогопитоносность Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород:* Недра. 210 с.
- Alibert C., Michard A., Albaredo F. (1983) The transition from alkali basalts to kimberlites: isotope and trace element evidence from melilitites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **82**, 172-186.
- Anosova M., Kostitsyn Y.A., Kogarko L. (2019) Correlation of high-calcium silica-undersaturated complex of the Maymecha-Kotuy Province with Siberian Flood Basalts: new age data on the Kugda Massif (Polar Siberia). *Geochem Int.* **57**(12), 1339-1342.
- Arndt N., Chauvel C., Czamanske G., Fedorenko V. (1998) Two Mantle Sources, Two Plumbing Systems – Tholeiitic and Alkaline Magmatism of the Maymecha River Basin, Siberian Flood Volcanic Province. *Contrib. Mineral. Petrol.* **133**(3), 297-313.
- Arndt N.T., Czamanske G.K., Walker R.J., Chauvel C., Fedorenko V.A. (2003) Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk-Talnakh Cu-Ni-PGE sulfide deposits. *Economic Geol.* **98**(3), 495-515.
- Bagdasaryan T.E., Thomson S.N., Latyshev A.V., Veselovskiy R.V., Zaitsev V.A., Marfin A.E., Zakharov V.S., Yudin D.S. (2022) Thermal history of the Siberian Traps Large Igneous Province revealed by new thermochronology data from intrusions. *Tectonophysics.* **836**, 229385.
- Boyet M., Carlson R.W. (2005) 142Nd Evidence for Early (>4.53 Ga) Global Differentiation of the Silicate Earth. *Sci.* **309**, 576-571.
- Brandon A.D., Hooper P.R., Goles G.G., Lambert R.S. (1993) Evaluating Crustal Contamination in Continental Basalts – The Isotopic Composition of the Picture Gorge Basalt of the Columbia River Basalt Group. *Contrib. Mineral. Petrol.* **114**(4), 452-464.
- Carlson R.W., Czamanske G., Fedorenko V., Ilupin I. (2006) A comparison of Siberian meimechites and kimberlites: Implications for the source of high-Mg alkalic magmas and flood basalts. *Geochem., Geophys., Geosyst.* **7**(11)
- Carlson R.W., Lugmair G.W., Macdougall J.D. (1981) Columbia River volcanism: the question of mantle heterogeneity or crustal contamination. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **45**(12), 2483-2499.
- Caro G., Bourdon B., Halliday A.N., Quitte G. (2008) Super-chondritic Sm/Nd ratios in Mars, the Earth and the Moon. *Nature.* **452**(7185), 336-339.
- Czamanske G.K. (2002) Petrographic and Geochemical Characterization of Ore-Bearing Intrusions of the Noril'sk type, Siberia; With Discussion of Their Origin, Including Additional Datasets and Core Logs. US Geological Survey.
- Dalton J.A., Presnall D.C. (1998) Carbonatitic melts along the solidus of model lherzolite in the system CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> from 3 to 7 GPa. *Contrib. Mineral. Petrol.* **131**, 123-135.
- Dalton J.A., Wood B.J. (1993) The compositions of primary carbonate melts and their evolution through wallrock reaction in the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **119**(4), 511-525.

- Day J.M., Nutt K.L., Mendenhall B., Peters B.J. (2021) Temporally variable crustal contributions to primitive mantle-derived Columbia River Basalt Group magmas. *Chem. Geol.* **572**, 120197.
- DePaolo D.J., Wasserburg G.J. (1976) Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.* **3**(5), 249–252.
- Ernst R.E., Bell K. (2010) Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites. *Mineral. Petrol.* **98**(1), 55–76.
- Fedorenko V., Czamanske G., Zen'ko T., Budahn J., Siems D. (2000) Field and geochemical studies of the melilite-bearing Arydzhangsky Suite, and an overall perspective on the Siberian alkaline-ultramafic flood-volcanic rocks. *Int. Geol. Rev.* **42**(9), 769–804.
- Frossard P., Israel C., Bouvier A., Boyet M. (2022) Earth's composition was modified by collisional erosion. *Science*. **377**(6614), 1529–1532.
- Hawkesworth C.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A., Blake S., Naldrett A.J., Doherty W., Gorbachev N.S. (1995) Magma Differentiation and Mineralization in the Siberian Continental Flood Basalts. *Lithos.* **34**(1–3), 61–88.
- Heaman L.M. (1989) The nature of the subcontinental mantle from SrNdPb isotopic studies on kimberlitic perovskite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **92**(3–4), 323–334.
- Hooper P.R., Hawkesworth C.J. (1993) Isotopic and Geochemical Constraints on the Origin and Evolution of the Columbia River Basalt. *J. Petrol.* **34**(6), 1203–1246.
- Ivanov A., Corfu F., Kamenetsky V.S., Marfin A., Vladykin N. (2021) 207Pb-excess in carbonatitic baddeleyite as the result of Pa scavenging from the melt. *Geochem. Perspect. Lett.* **18**, 11–15.
- Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y., Fedorenko V.A., Davis D., Trofimov V. (2003) Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian–Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma. *Earth Planet. Sci. Lett.* **214**(1–2), 75–91.
- Kiselev A.I., Yarmolyuk V.V., Tomshin M.D., Nikiforov A.V., Egorov K.N. (2014) Permian-triassic traps of the East Siberian Craton: The problem of estimation of the sources of Phanerozoic intraplate magmatism. *Dokl. Earth Sci.* **455**(1), 299–305.
- Kogarko L., Zartman R. (2011) New data on the age of the Guli intrusion and implications for the relationships between alkaline magmatism in the Maymecha–Kotuy province and the Siberian superplume: U–Th–Pb isotopic systematics. *Geochem. Int.* **49**(5), 439.
- Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Wooley A.R. (1995) *Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 2. Former USSR.* London: Chapman and Hall., London. 225.
- Kogarko L.N., Zartman R.E. (2007) A Pb isotope investigation of the Guli massif, Maymecha–Kotuy alkaline-ultramafic complex, Siberian flood basalt province, Polar Siberia. *Mineral. Petrol.* **89**(1), 113–132.
- Kramers J.D., Smith C.B. (1983) A feasibility study of U–Pb and Pb–Pb dating of kimberlites using groundmass mineral fractions and whole-rock samples. *Chemical Geology.* **41**, 23–38.
- Krivolutskaya N., Sobolev A., Mikhailov V., Plechova A., Kostitsyn Y.A., Roschina I., Fekiacova Z. (2012) Parental melt of the Nadezhdinsky Formation: Geochemistry, petrology and connection with Cu–Ni deposits (Noril'sk area, Russia). *Chemical Geology.* **302**, 87–105.
- Krivolutskaya N.A., Rudakova A.V. (2009) Structure and geochemical characteristics of trap rocks from the Noril'sk Trough, Northwestern Siberian craton. *Geochem. Int.* **47**(7), 635–656.
- Krivolutskaya N.A., Sobolev A.V., Mikhailov V.N., Plechova A.A., Kostitsyn Y.A., Roschina I.A., Fekiacova Z. (2012) Parental melt of the Nadezhdinsky Formation: Geochemistry, petrology and connection with Cu–Ni deposits (Noril'sk area, Russia). *Chem. Geol.* **302–303**, 87–105.
- Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A., Doherty W. (1993) Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.* **114**(2), 171–188.
- Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A., Doherty W. (1993) Remobilization of the Continental Lithosphere by a Mantle Plume – Major-Element, Trace-Element, and Sr-Isotope, Nd-Isotope, and Pb-Isotope Evidence from Picritic and Tholeiitic Lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.* **114**(2), 171–188.
- Ludwig K.R. (2003) Isoplot 3.00 – a geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 4.*
- Morikiyo T., Miyazaki T., Kagami H., Vladykin N.V., Chernyshova E.A., Panina L.I., N.M. P. (2001) Sr, Nd, C and O isotope characteristics of Siberian carbonatites. Alkaline magmatism and the problems of mantle sources. In *International Workshop, Irkutsk.* 69–84.
- Oberthür T., Davis D.W., Blenkinsop T.G., Höhndorf A. (2002) Precise U–Pb mineral ages, Rb–Sr and Sm–Nd systematics for the Great Dyke, Zimbabwe—constraints on late Archean events in the Zimbabwe craton and Limpopo belt. *Precambrian Research.* **113**(3–4), 293–305.
- Pokrovskiy B., Vinogradov V. (1991) Isotope investigations on alkalic rocks of central and western Siberia. *Int. Geol. Rev.* **33**(2), 122–134.
- Reguir E.P., Salnikova E.B., Yang P., Chakhmouradian A.R., Stifeeva M.V., Rass I.T., Kotov A.B. (2021) U–Pb geochronology of calcite carbonatites and jacupirangite from the Guli alkaline complex, Polar Siberia, Russia. *Mineral. Mag.* **85**(4), 469–483.
- Reichow M.K., Saunders A.D., Scott R.A., Millar I.L., Barford D., Pringle M.S., Rogers N.W., Hammond S. (2016) Petrogenesis and timing of mafic magmatism, South Taimyr, Arctic Siberia: A northerly continuation of the Siberian Traps? *Lithos.* **248–251**, 382–401.
- Salnikova E.B., Chakhmouradian A.R., Stifeeva M.V., Reguir E.P., Kotov A.B., Gritsenko Y.D., Nikiforov A.V. (2019) Calcic garnets as a geochronological and petrogenetic tool applicable to a wide variety of rocks. *Lithos.* **338**, 141–154.

- Sharma M., Basu A.R., Nesterenko G.V. (1992) Temporal Sr-, Nd- and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: Implications for the plume-source characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.* **113**(3), 365-381.
- Simonetti A., Heaman L.M., Chacko T., Banerjee N.R. (2006) In situ petrographic thin section U–Pb dating of zircon, monazite, and titanite using laser ablation–MC–ICP–MS. *Int. J. Mass Spectrometry.* **253**(1), 87-97.
- Stacey J.S., Kramers J.D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* **26**, 207-221.
- Storey C.D., Jeffries T.E., Smith M. (2006) Common lead-corrected laser ablation ICP-MS U-Pb systematics and geochronology of titanite. *Chem. Geol.* **227**(1–2), 37-52.
- Taylor S.R., McLennan S.M. eds. (1985) *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Sci. Pub., Oxford. 312 p.
- van Achterbergh E., Ryanm C.G., Griffin W.L. (1999) GLITTER: On-line interactive data reduction for the laser ablation ICP-MS microprobe. Proceedings of the 9th V.M. Goldschmidt Conference. Cambridge, Massachusetts 305.
- Villa I.M., De Bièvre P., Holden N., Renne P. (2015) IUPAC-IUGS recommendation on the half life of <sup>87</sup>Rb. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **164**, 382-385.
- Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Arndt N.T., Chauvel C., Bouse R.M., King B.S.W., Knight R.J., Siems D.F. (1993) Isotopic and Trace-Element Constraints on Mantle and Crustal Contributions to Siberian Continental Flood Basalts, Norilsk Area, Siberia. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **57**(15), 3677-3704.
- Wu F.-Y., Arzamastsev A.A., Mitchell R.H., Li Q.-L., Sun J., Yang Y.-H., Wang R.-C. (2013) Emplacement age and Sr–Nd isotopic compositions of the Afrikanda alkaline ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia. *Chem. Geol.* **353**, 210-229.
- York D. (1966) Least-squares fitting of a straight line. *Canad. J. Phys.* (21), 1079-1086.