



MAGMATIC SOURCES OF THE EVOLVING CONTINENTAL TECTONOSPHERE IN INDIA: GENERATION OF ALKALINE IGNEOUS COMPLEXES WITH CARBONATITES IN THE SAMALPATTI (SOUTHERN INDIA) AND AMBA DONGAR (WESTERN INDIA) MASSIFS

S.V. Rasskazov ^{1,2✉}, T.A. Yasnygina ¹, K.R. Hari ³, I.S. Chuvashova ^{1,2}, E.V. Saranina ^{1,4}

¹ Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia

² Irkutsk State University, 3 Lenin St, Irkutsk 664011, Russia

³ Pt. Ravishankar Shukla University, Raipur 492010, India

⁴ Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 1a Favorsky St, Irkutsk 664033, Russia

ABSTRACT. Neoproterozoic Samalpatti and Cretaceous-Paleogene Amba Dongar massifs are considered to evaluate the change of sources of carbonatite magmatism in evolving tectonosphere of India. The inherited character of Ba and Sr distribution components is traced in heterogeneous carbonatites of India, whereas the independent trends in Ba and Sr enrichment are traced in carbonatites of North Asia. It is inferred that in the process of activity in the tectonosphere of the Indian subcontinent ~800 Ma ago, carbonatite melts were generated in the mantle whose protolith has an age of 4.26 Ga. This protomantle reservoir was remarkably different from the primordial mantle reservoir in the solidified magma ocean in terms of low initial μ and high initial Nd isotope ratio. After the Indian subcontinent had separated from Gondwana 130–100 Ma ago and began to join Asia ~66 Ma ago, ELMU source was activated in the tectonosphere. The Amba Dongar carbonatites might have been derived from the 4.40 Ga mantle protoliths. Silicate melts of the Deccan LIP were simultaneously generated from the protoliths with Pb-Pb age of ~2 Ga.

KEYWORDS: carbonatites; nepheline syenites; Neoproterozoic; Cretaceous; Paleogene; Ba; Sr; trace elements; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

FUNDING: The research was done under the basic research projects of the Institute of the Earth Crust SB RAS (FWEF-2021-0009) "Modern geodynamics, mechanisms of the lithosphere destruction and hazardous geological processes in Central Asia" and the Faculty of Geology of ISU "Study of mantle-crust interaction processes and formation of mineral deposits".



RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Sergei V. Rasskazov, rassk@crust.irk.ru

Received: June 30, 2024

Revised: July 31, 2024

Accepted: August 14, 2024

FOR CITATION: Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Hari K.R., Chuvashova I.S., Saranina E.V., 2024. Magmatic Sources of the Evolving Continental Tectonosphere in India: Generation of Alkaline Igneous Complexes with Carbonatites in the Samalpatti (Southern India) and Amba Dongar (Western India) Massifs. *Geodynamics & Tectonophysics* 15 (5), 0783. doi:10.5800/GT-2024-15-5-0783

МАГМАТИЧЕСКИЕ ИСТОЧНИКИ ЭВОЛЮЦИОНИРУЮЩЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ТЕКТОНОСФЕРЫ ИНДИИ: ГЕНЕРАЦИЯ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ С КАРБОНАТИТАМИ В МАССИВАХ САМАЛПАТТИ (ЮЖНАЯ ИНДИЯ) И АМБА ДОНГАР (ЗАПАДНАЯ ИНДИЯ)

С.В. Рассказов^{1,2}, Т.А. Ясныгина¹, К.Р. Хари³, И.С. Чувашова^{1,2}, Е.В. Саранина^{1,4}

¹ Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

² Иркутский государственный университет, 664011, Иркутск, ул. Ленина, 3, Россия

³ Университет им. Пандита Равишанкара Шуклы, 492010, Райпур, Индия

⁴ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

АННОТАЦИЯ. Смена источников карбонатитового магматизма Индии в эволюционирующей тектоносфере рассматривается на примере неопротерозойского массива Самалпатти и мел-палеогенового массива Амба Донгар. Выявляется унаследованный характер компонентов в распределении Ba и Sr разновозрастных карбонатитов Индии, тогда как в карбонатитах Северной Азии обозначаются самостоятельные тренды обогащения Ba и Sr. Предполагается, что в процессе активности тектоносферы Индийского субконтинента около 800 млн лет назад генерировались карбонатитовые расплавы протомантийного резервуара с возрастной оценкой протолита около 4.26 млрд лет. Этот резервуар резко отличается от резервуара первичной мантии застывшего магматического океана по низкому μ и высокому начальному отношению изотопов Nd. После того как в интервале 130–100 млн лет назад Индийский субконтинент отделился от Гондваны и около 66 млн лет назад начал соединяться с Азией, в тектоносфере активизировался источник ELMU. В качестве источника карбонатитов Амба Донгара мог служить протолит гадейской мантии с возрастом около 4.40 млрд лет. Одновременно в крупной магматической провинции Декан генерировались силикатные расплавы, протолиты которых соответствовали Pb-Pb возрасту около 2 млрд лет.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: карбонатиты; нефелиновые сиениты; неопротерозой; мел; палеоген; Ba; Sr; микроэлементы; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследования выполнены по базовым проектам НИР ИЗК СО РАН (FWEF-2021-0009) «Современная геодинамика, механизмы деструкции литосферы и опасные геологические процессы в Центральной Азии» и геологического факультета ИГУ «Изучение процессов мантийно-корового взаимодействия и формирования месторождений полезных ископаемых».

Посвящается исследователю карбонатитов Николаю Васильевичу Владыкину в связи с 80-летием со дня рождения

1. ВВЕДЕНИЕ

Изотопная систематика глубинных источников магматических пород океанов по изотопным отношениям Pb, Nd и Sr в терминах конечных компонентов DMM, HIMU, EM1 и EM2 [Zindler, Hart, 1986], дополненных еще одним конечным компонентом, FOZO [Hauri et al., 1994], к настоящему времени получила генетический подтекст [Dickin, 2018]. Поскольку эволюция континентов и океанов существенно различается, изотопная систематика глубинных источников магматических пород океанов не может использоваться для глубинных источников магматических пород континентов. Отсутствие генерализованного подхода к изучению глубинных источников континентальных магматических пород способствует распространению исследований с определением частных компонентов. В каждом случае проявления континентального магматизма выявляется уникальный набор таких компонентов [Carlson, Hart, 1988; Rasskazov, 2001; Dickin, 2018].

Между тем общий подход к исследованиям источников мантийных магм все же необходим. На террито-

рии Азии источники излившихся мантийных позднефа-нерозойских магм систематизируются по возрастным характеристикам протолитов, которые рассчитываются по ураногенным изотопам Pb. Определяется эволюция мантии в источниках от образования отвердевшего гадейского магматического океана Земли до настоящего времени. Другие радиогенные изотопы несут вспомогательную характеристику процессов в мантийных источниках, получивших развитие в геологическом прошлом [Rasskazov et al., 2020].

В источниках излившихся континентальных базальтовых расплавов по соотношениям микроэлементов (Zr-Hf) часто предполагается наличие карбоната [Dupuy et al., 1992]. Происхождение карбонатитов встраивается в общую систематику мантийных источников. Источники карбонатитов Азии и других континентальных территорий систематизируются на диаграмме начальных изотопных отношений стронция и неодима с учетом структурного положения массивов. Для карбонатитов в ассоциации с K-щелочными породами в областях между щитом и платформой и в складчатых областях характерны обогащенные составы по изотопам Nd, а для карбонатитов в обрамлении Сибирской платформы – обедненные по изотопам Nd и Sr [Vladykin,

Tsaruk, 2003; Vladykin, 2005, 2009]. Эти же характеристики положены в основу систематики карбонатитов мира [Vladykin, Pirajno, 2021].

На юге и юго-востоке Индии в широком временном интервале 1600–600 млн лет назад имел место докембрийский щелочной магматизм мобильного пояса Восточные Гхаты. С этим этапом связываются проявления неопротерозойских карбонатитов Южной Индии [Schleicher et al., 1998]. Индийский субконтинент был частью Гондваны, находился в ансамбле с субконтинентами Африка, Австралия и Антарктида и отделился от них в интервале 130–100 млн лет назад с последующим соединением с Азией в интервале 66–32 млн лет назад [Beck et al., 1995; McLoughlin, 2001; Khan et al., 2004; Sarkar et al., 2023]. Активность тектоносферы Индийского субконтинента маркировалась с течением времени глубинным магматизмом. С учетом кардинального изменения структурного положения субконтинента представляет интерес сравнительное геохимическое изучение источников карбонатитов и ассоциирующихся с ними глубинных магматических пород массивов во время его вхождения в состав Гондваны и при его соединении с Азией.

Задолго до распада Гондваны на юго-западе Индийского субконтинента образовался массив Самалпатти. Его становление произошло около 800 млн лет назад, одновременно с массивом Севатхур [Ackerman et al., 2017]. Массивы Самалпатти и Джоггипатти привлекли к себе внимание в связи с открытием в них первых бенстонитовых карбонатитов [Semenov et al., 1971]. Эти породы служили в качестве эталона для сопоставления с Ba-Sr карбонатитами, обнаруженными в Мало-мурунском сиенитовом массиве [Vorob'ev et al., 1992; Vorob'ev, 2001; Vladykin et al., 2003, 2008]. Как представительный для источников магматизма, сопутствующего соединению Индостана с Азией, принимается комплекс щелочных пород с карбонатитами Амба Донгар в серии Чхотаудепур (штат Гуджар), становление которого около 66 млн лет назад было связано с образованием северо-западной части крупной провинции Декан [Simonetti et al., 1995].

Цель настоящей работы – провести сравнительный анализ химического (Ba, Sr) и изотопного (Pb-Nd-Sr) состава карбонатитов ключевых магматических комплексов Самалпатти и Амба Донгар для определения специфики карбонатитов и происхождения протолитов источников карбонатитов в контексте активности тектоносферы Индийского субконтинента в истории Земли.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ПРОЯВЛЕНИЯ КАРБОНАТИТОВОГО МАГМАТИЗМА В ИНДИИ

2.1. Массив Самалпатти

Массивы с карбонатитами штата Тамилнаду расположены к югу от кратона Дхарвар в пределах докембрийского гранулитового террейна Южные Гхаты, вдоль системы разломов Коратти СВ–ЮЗ простираются. Карбонатиты проявляются в пределах сдвиговой

зоны между блоками Мадрасс и Южные Гхаты. Эта зона разломов трактуется как рифт Дхармапури [Aranha et al., 2023].

Массивы с карбонатитами образуют цепочку (с северо-востока на юго-запад): Севатхур (Sevathur), или Коратти, Джоггипатти, Самалпатти (Samalpatti) и Пакканаду (Pakkandu). Кроме карбонатитов на этой территории распространены пироксениты, сиениты и (редко) дуниты [Schleicher et al., 1998; Srivastava et al., 2005]. Рядом с массивом Пакканаду, ближе к кратону Дхарвар, имеется проявление палеопротерозойских карбонатитов [Pandit et al., 2002].

В массиве Самалпатти преобладают сиениты при подчиненном значении пироксенитов, дунитов, щелочных габбро и карбонатитов. В массивах Самалпатти, Джоггипатти и Севатхур встречаются бенстонитовые карбонатиты [Srivastava, 1998; Vladykin et al., 2003, 2008; Rampilova et al., 2021]. В массиве Самалпатти бенстонитовые карбонатиты присутствуют в виде небольшой дайки (рис. 1).

Неопротерозойский возраст карбонатитов определен различными методами: для массива Джоггипатти – K-Ar методом по флогопиту 700 ± 30 млн лет [Moralev et al., 1975], для массива Севатхур – Pb-Pb методом по валовому составу пород – 801 ± 11 млн лет [Schleicher et al., 1997] и Rb-Sr методом по минералам – 771 ± 18 млн лет [Kumar, Gopalan, 1991]. Эти датировки интерпретировались как сопоставимые между собой в пределах погрешности измерений. Принято время становления магматических комплексов с карбонатитами около 800 млн лет назад [Schleicher et al., 1997, 1998; Ackerman et al., 2017; Randive, Meshram, 2020].

2.2. Массив Амба Донгар

Массив принадлежит серии Чхотаудепур крупной магматической провинции Декан, которая занимает территорию 1.8 млн км² преимущественно в центральной, западной и северо-западной части п-ова Индостан (рис. 2). Вулканизм провинции, в особенности щелочной, сочетается с рифтогенезом [Sheth, Chandrasekharam, 1997]. В центральной части п-ова Индостан находятся два рифта: Нармада и Тапи, в западной части – рифты Кутч и Камбай. Рифты сходятся между собой на западном побережье Индии в структурном сочленении Камбай.

Вулканические породы провинции Декан представлены в основном толеитовыми базальтами и, в меньшей степени, андезибазальтами. Встречаются щелочные породы (лавы, дайки и интрузивы, в том числе в составе щелочных комплексов с карбонатитами), лампрофиры (в основном дайки), кимберлиты (трубки), дациты и риолиты (лавы). Толеитовые базальты распространены на всей территории провинции. Их геохимические характеристики в западной части Индии, вблизи г. Мумбаи (Махабалешвар, Амбенали и др.) и в районе рифтов Нармада-Сон и Тапи, близки между собой [Peng et al., 2014]. Ранние проявления вулканизма на севере и северо-западе Индии представлены

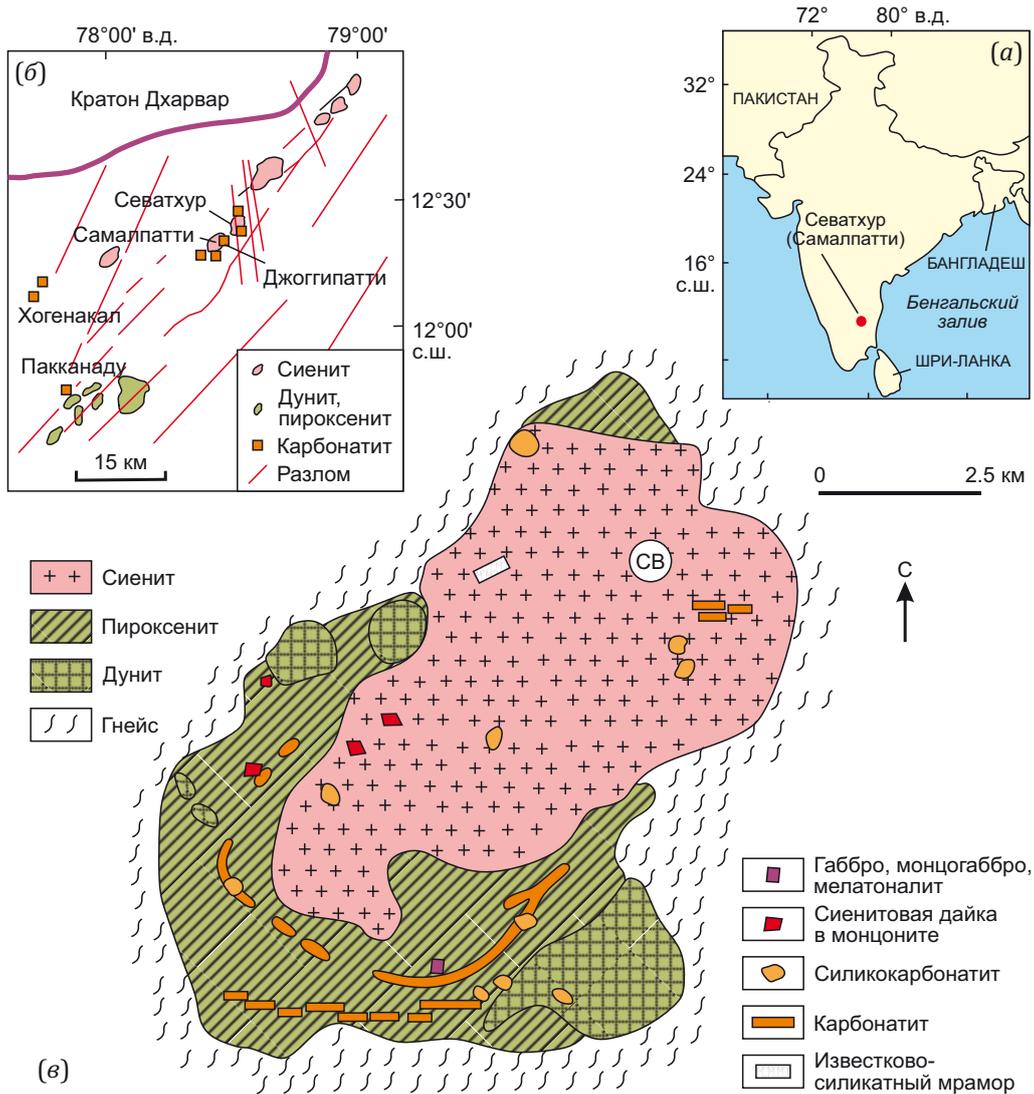


Рис. 1. Местоположение ключевых массивов с карбонатитами Севатхур (Самалпатти) в Южной Индии (а), пространственное распределение массивов пород, ассоциирующих с карбонатитами (б) и геологическое строение массива Самалпатти (в). СВ – местоположение бенстонитового карбонатита. Схема (б) составлена с использованием работ [Ackerman et al., 2017; Mahapatro et al., 2023], схема (в) – с использованием работы [Vladykin et al., 2008; Ackerman et al., 2017].

Fig. 1. Location of the main mass of the Sevathur carbonatite complex (Samalpatthi) in South India (а), spatial distribution of rock complexes associated with carbonatites (б), and geological structure of the Samalpatthi complex. СВ – location of benstonite carbonatite. Scheme (б) was compiled after [Ackerman et al., 2017; Mahapatro et al., 2023], scheme (в) – after [Vladykin et al., 2008; Ackerman et al., 2017].

лампрофировыми дайками различного состава [Paul et al., 2008; Vijayan et al., 2016]. В северной и северо-западной части провинции, в рифтах Нармада и Кутч, находятся щелочные и толеитовые базальты [Mahoney et al., 1985; Paul et al., 2008; Sen et al., 2009], распространены щелочные сиениты, меланефелиниты, лампрофиры (Муруд, Мумбара, Амба Донгар, Чхотаудепур) [Melluso et al., 2002; Hari et al., 2014]. В районе горы Павагадх извергались пикриты, высоко-Mg базальты и андезибазальты. Последовательность завершают риолиты [Sheth, Melluso, 2008]. В районе Павагадх и в центральной части провинции Декан вулканизм имеет бимодальный характер; вместе с базальтами находятся риолиты и дациты. На северо-западе и западе про-

винции (Павагадх, Раджпила, Шаурастра) имеются высоко- и низкотитанистые пикробазальты [Melluso et al., 2006].

Общий возрастной интервал пород провинции Декан – 73–60 млн лет. Наиболее ранние вулканические породы с возрастом 73–72 млн лет известны на территории Пакистана [Mahoney et al., 2002]. По данным ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования, мощные лавовые толщи Декана формировались в короткий промежуток времени. Так, 33 датировки, полученные в различных лабораториях по двухкилометровой лавовой толще Западных Гхат, попадают в диапазон 70–62 млн лет назад с максимумом в 65.5 млн лет (относительно возраста 520.4 млн лет для стандарта MMhb-1 [Hofmann et al., 2000; Knight

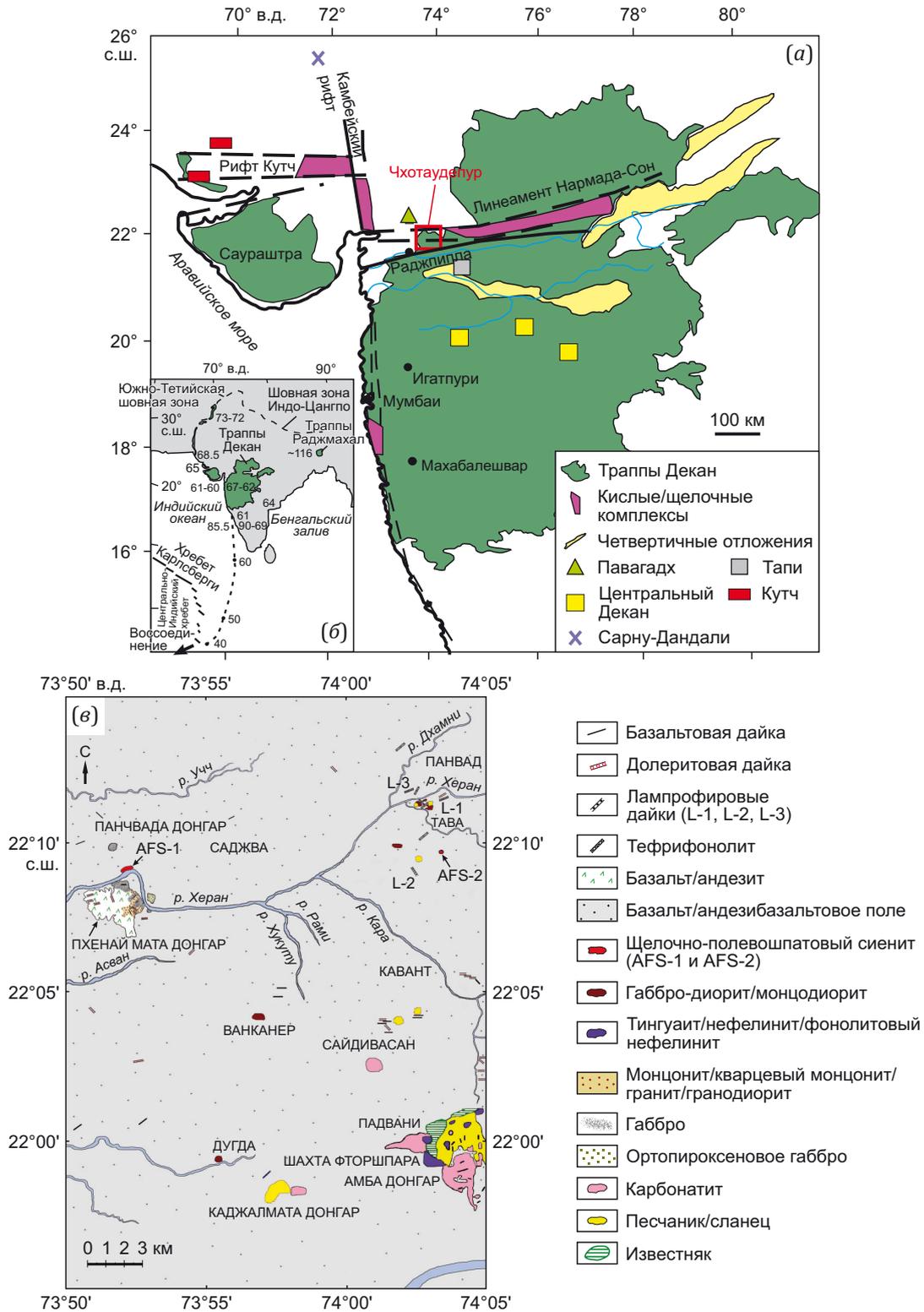


Рис. 2. Структурное положение магматических комплексов Чхотаудепур в провинции Декан (а), возрастные интервалы пород этой провинции (б) и карта комплекса пород района Чхотаудепур (в).

Схемы (а, б) составлены с использованием данных [Sheth et al., 2001a, 2001b; Knight et al., 2003; Mahoney et al., 2002; Paul et al., 2008; Foulger, 2010; Chalapathi Rao, Lehmann, 2011; Peng et al., 2014]. Геологическая карта (в) составлена по данным [Kumar, 1996; Gwalani et al., 1994] с изменениями.

Fig. 2. Structural setting of the Chhotaudepur igneous complex in Deccan Province (a), age ranges of the rocks in this province (b), and map of rocks of Chhotaudepur complex (c).

Schemes (a, b) are compiled using the data from [Sheth et al., 2001a, 2001b; Knight et al., 2003; Mahoney et al., 2002; Paul et al., 2008; Foulger, 2010; Chalapathi Rao, Lehmann, 2011; Peng et al., 2014]. The geological map of panel (c) is modified after [Kumar, 1996; Gwalani et al., 1994].

et al., 2003]. Более молодыми датировками характеризуются долеритовые силлы, эффузивные и интрузивные породы дифференцированного состава. Так, по риолитам Бомбея получена Rb-Sr изохрона 61.5 ± 1.9 млн лет [Lightfoot et al., 1987], а по трахитам этой же территории – две $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки – 60.4 ± 0.6 и 61.8 ± 0.6 млн лет [Sheth et al., 2001a]. Долериты из силла в районе Бомбея показали $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст 60.5 ± 1.2 млн лет (все датировки относительно возраста 520.4 млн лет для стандарта MMhb-1 [Sheth et al., 2001b]). Щелочной и карбонатитовый магматизм предшествовал или проявлялся одновременно с траппами [Chalapathi Rao, Lehmann, 2011, и ссылки в этой работе]. Алмазные кимберлитовые трубки внедрялись в Центральной Индии (кратон Бастар) до траппового максимума или одновременно с ним (Бехради) и после (Кодомали) [Mainkar, Lehman, 2007; Lehman et al., 2010; Chalapathi Rao, Lehmann, 2011].

Район Чхотаудепур разделяется на субпровинции: 1) Амба Донгар – карбонатитовый комплекс в юго-восточной части; 2) Сиривасан-Дугдха – трахиты юго-западнее Амба Донгара; 3) Пхенай Мата – щелочные породы и толеитовые габбро и габбро-анортозиты в северо-восточной части; 4) Панвад-Кавант – лампрофировые дайки севернее Амба Донгара и 5) Бахатгар-Пхулмахал – базитовые и ультрабазитовые дайки различного состава к востоку от исследуемого района [Gwalani et al., 1993]. Карбонатиты Амба Донгар прорывают поток толеитового базальта с возрастом около 68 млн лет и занимают центральную депрессию этого магматического комплекса [Ray et al., 2003; Ray, Shukla, 2004]. Сиривасанский силл Чхотаудепурского щелочно-карбонатитового комплекса протягивается приблизительно на 11 км при средней ширине около 150 м. В карбонатиты включены обломки песчаников, метаморфических пород (гнейсы, сланцы, филлиты, кварциты), базальтов, а также минералы: кварц, пироксен, оливин и другие. Rb-Sr датировка силла – 63 ± 2 млн лет [Viladkar, Gittins, 2016].

3. ОПРОБОВАНИЕ И МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В районе Чхотаудепур опробованы лампрофировые и фонолитовые дайки рядом с телами щелочных сиенитов, габбро-диоритов и долеритов, к северу от карбонатитового комплекса Амба Донгар [Hari et al., 2011, 2014] (лампрофиры – L-1, L-2, L-3) – базальты и пикробазальты района Пхенай Мата Донгар, щелочные полевошпатовые сиениты AFS-1 рядом с Пхенай Мата Донгар и AFS (в северо-восточной части района Чхотаудепур) [Hari et al., 2014]. Габбро, сходные с исследуемыми породами, известны в восточной части комплекса Пхенай Мата [Hari et al., 2011] (рис. 2, в).

Микроэлементы определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Химическую пробоподготовку проводили методом микроволнового кислотного разложения смесью HNO_3 и HF. Для более полного разложения силикатов пробу

повторно выпаривали с HF и добавляли H_2O_2 . Перед измерением в пробу добавляли внутренние стандарты In и Bi, поправки рассчитывали методом интерполяции. Измерения выполняли на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce. Для градуировки и контроля правильности анализа использовали многоэлементные стандартные растворы и стандартные образцы производства Американского союза геологических наук BIR-1, DNC-1, BHVO-1, AGV-1, BCR-2, RGM-1 и Геологического общества Японии JB-1A. Петрогенные оксиды анализировали комплексом классических химико-аналитических методов «мокрой химии» (фотометрия пламени, спектрофотометрический, весовой, атомно-абсорбционный и др.).

Целью исследований изотопов Sr, Nd и Pb было получение их отношений в магматических расплавах на момент кристаллизации как характеристики мантийных и/или коровых источников. Методика анализа изотопов Sr и Nd приведена в монографии [Rasskazov et al., 2012]. Измерения проводились на масс-спектрометре Finnigan MAT 262 в 2012 г. Правильность изотопного анализа систематически контролировалась по стандартам JNd-1 (Япония) и NBS987 (США). Для JNd-1 получено значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512104 \pm 4$ (2σ) при рекомендуемом значении 0.512103, для NBS SRM-987 – значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710274 \pm 14$ (2σ) и 0.710261 ± 12 (2σ) при рекомендуемом отношении 0.710250. Дополнительные измерения изотопов Pb не проводились. Результаты аналитических исследований представлены в Прил. 1, табл. 1.1 и 1.2.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ

4.1. Петрогенные оксиды

На диаграмме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ породы провинции Декан разделяются на толеитовую и щелочную серии подобно породам толеитовой и щелочной серий Гавайских островов. Фигуративное поле толеитовых базальтов районов Кутч и Павагадх перекрывает пограничную область щелочной серии. В районе Чхотаудепур находятся породы, соответствующие по составу породам разных территорий крупной провинции Декан (рис. 3).

Толеитовая серия района Чхотаудепур включает три группы пород: 1) высоко-Mg базальты (обр. RPV-4, RCD-21), 2) оливиновые базальты (обр. RCD-7 и др.) и 3) андезибазальты (обр. RPV-2) (рис. 4). Две последние группы по химическому составу сопоставимы с габбро массива Пхенай Мата (Phenai Mata) [Hari et al., 2011] и, частично, с базальтами и долеритами района Кавант [Hari, Swarnkar, 2011]. Высоко-Mg базальты ($\text{MgO} = 12.85$ мас. % и 13.43 мас. %) характеризуются концентрациями TiO_2 , соответственно, 2.22 и 1.82 мас. % и сопоставляются с высокотитанистыми пикробазальтами и высоко-Mg базальтами района Павагадх ($\text{MgO} = 13.16 - 15.6$ мас. %, $\text{TiO}_2 = 1.92 - 2.49$ мас. % [Melluso et al., 2006]). На графике $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ к этой же группе пород относится пироксенит NW-85 (Кутч) с повышенными содержаниями MgO (11.96 мас. %) и TiO_2 (3.56 мас. %) [Paul et al., 2008]. Оливиновые базальты и

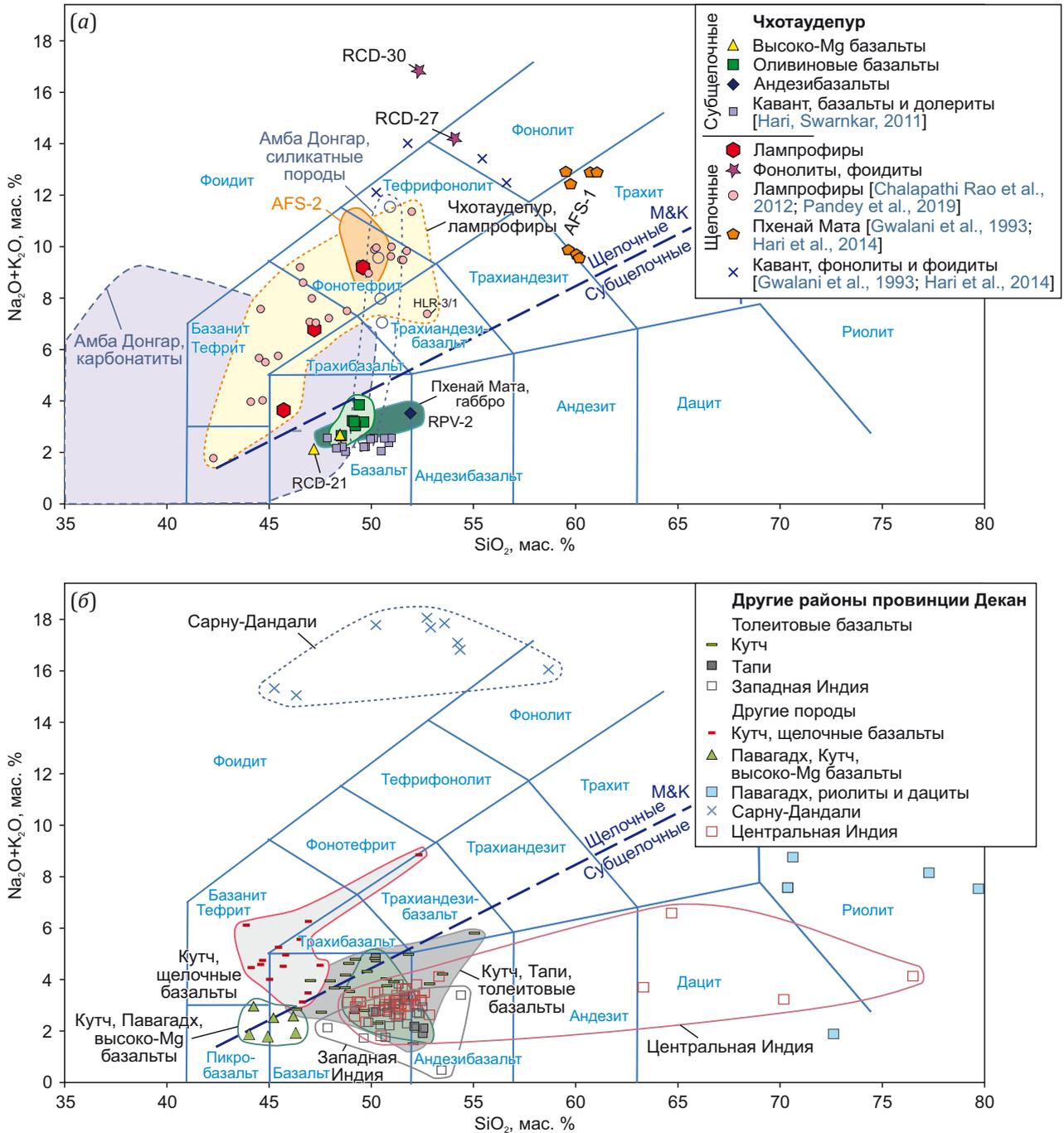


Рис. 3. Диаграмма щелочи – кремнезем мел-палеогеновых вулканических и субвулканических пород района Чхотаудепур (а) и других районов крупной магматической провинции Декан (б).

Используются новые аналитические данные Прил. 1, табл. 1.1 и опубликованные данные [Gwalani et al., 1993; Chandrasekharam et al., 1999; Melluso et al., 2006; Paul et al., 2008; Peng et al., 2014; Sen et al., 2009; Sheth, Melluso, 2008; Hari et al., 2011, 2014; Hari, Swarnkar, 2011; Chalapathi Rao et al., 2012; Vijayan et al., 2016; Pandey et al., 2019]. Поля пород карбонатитового комплекса Амба Донгар показаны по данным [Gwalani et al., 1993; Srivastava, 1997; Dhote et al., 2021]. М&К – линия [MacDonald, Katsura, 1964], разделяющая толеитовую и щелочную серии Гавайских островов.

Fig. 3. Alkali-silica diagram of the Cretaceous-Paleogene volcanic and subvolcanic rocks from Chhotaudepur (a) and other areas of the Deccan large igneous province (b).

Use has been made of the new analytical data from App. 1, Table 1.1 and published data [Gwalani et al., 1993; Chandrasekharam et al., 1999; Melluso et al., 2006; Paul et al., 2008; Peng et al., 2014; Sen et al., 2009; Sheth, Melluso, 2008; Hari et al., 2011, 2014; Hari, Swarnkar, 2011; Chalapathi Rao et al., 2012; Vijayan et al., 2016; Pandey et al., 2019]. The Amba Dongar carbonatite fields are shown after [Gwalani et al., 1993; Srivastava, 1997; Dhote et al., 2021] M&K is the line [MacDonald, Katsura, 1964] that separates tholeiitic and alkaline rock series of the Hawaiian Islands.

андезибазальты района Чхотаудепур сопоставляются с толеитовыми базальтами и андезибазальтами района Павагадх (Mount Pavagadh) [Sheth, Melluso, 2008], рифта Тапи [Chandrasekharam et al., 1999], рифта Кутч (Kutch) [Paul et al., 2008; Sen et al., 2009] и центральной части провинции Декан [Peng et al., 2014]. Дациты и риолиты в районе Чхотаудепур не отмечены.

Щелочная серия района Чхотаудепур характеризуется спектром пород от базальтов, тефритов и базанитов

до трахитов (сиенитов) и фойдитов. В петрографическом отношении эти породы характеризуются как лампрофиры [Chalapathi Rao et al., 2012; Pandey et al., 2019]. Базальт и базанит (обр. RCD-33A, RCD-33B) попадают в совмещенные поля этих пород и щелочных базальтов рифта Кутч [Paul et al., 2008; Sen et al., 2009]. Фенотефрит (обр. RCD-29) находится в поле высокощелочных пород и сопоставляется с группой щелочно-полевошпатовых пород этого района AFS-2, охарактеризованной

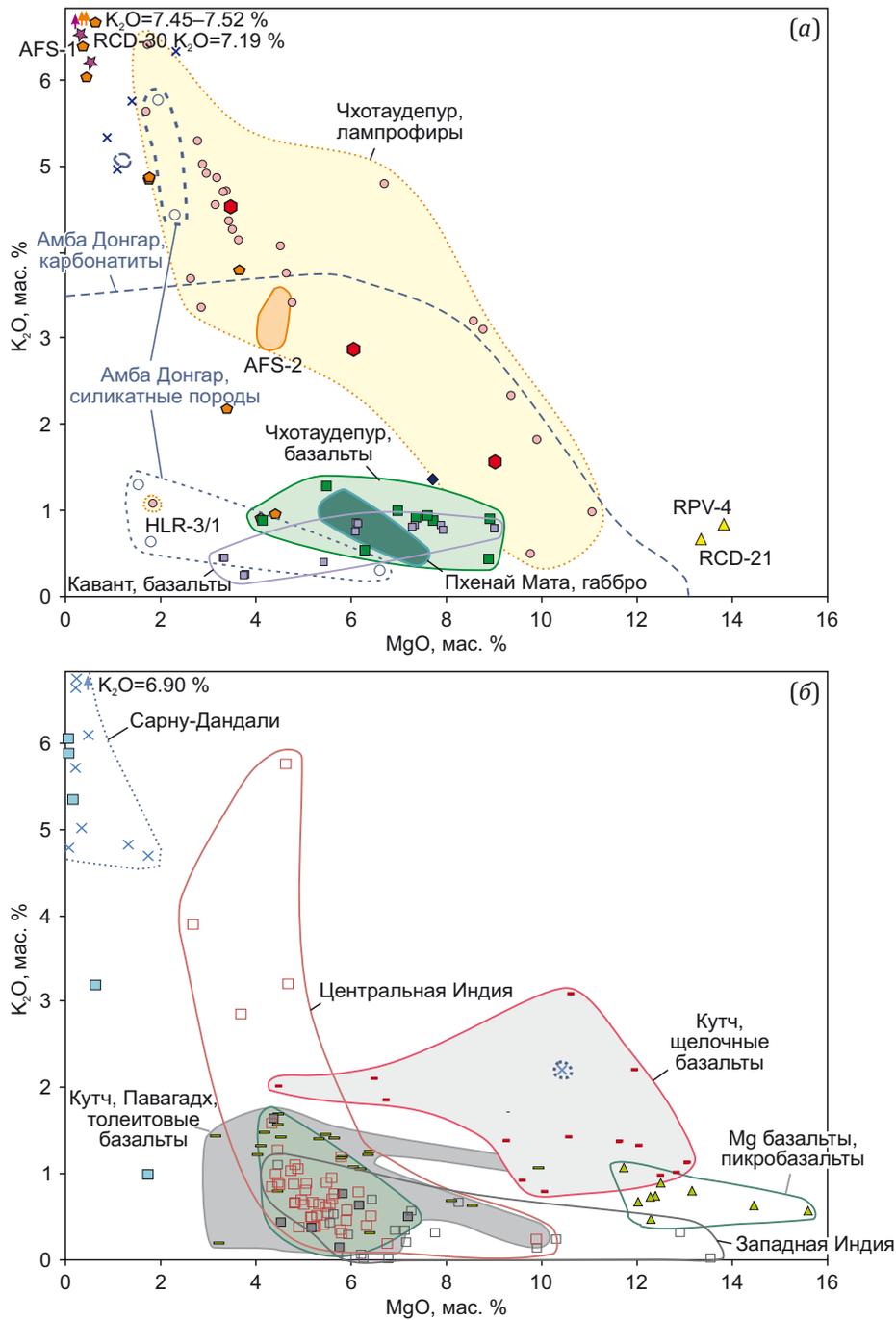


Рис. 4. Диаграмма $K_2O - MgO$ мел-палеогеновых вулканических и субвулканических пород района Чхотаудепур (а) и других районов крупной магматической провинции Декан (б). Усл. обозн. см. рис. 3.
Fig. 4. $K_2O - MgO$ diagram of Cretaceous-Paleogene volcanic and subvolcanic rocks from Chhotaudepur (a) and other areas of the Deccan large igneous province (b). See Fig. 3 for legend.

в работе [Hari et al., 2014]. Наличие щелочно-полевошпатовых пород сиенитового состава (AFS-1) свидетельствует о развитии в районе Чхотаудепур умеренно щелочной дифференцированной серии, к которой принадлежат и два образца лампрофиров. Высокощелочные (фонолитовая и фойдитовая) дайки района Чхотаудепур близки по составу дайкам Каванта [Gwalani et al., 1993] и щелочно-карбонатитового комплекса Сарну-Дандали, расположенного к северу от исследуемого района [Vijayan et al., 2016] (см. рис. 3).

В карбонатитовом комплексе Амба Донгар преобладают кальцитовые карбонатиты (сёвиты) и сидеритовые карбонатиты, есть нефелиниты и фонолиты [Gwalani et al., 1993; Viladkar, 1984; Simonetti et al., 1995; Srivastava, 1997; Ray et al., 2000a, 2000b; Doroshkevich et al., 2009; Dhote et al., 2021]. Силикатные породы этого комплекса в целом имеют составы, близкие к породам даек других частей района Чхотаудепур.

4.2. Редкие элементы

Нормированные к хондриту редкоземельные спектры базальтов и пикробазальтов Чхотаудепура относительно ровные. Отношение La/Yb в них меняется от 10.2 (пикробазальт) до 12.8 (андезибазальт RPV-2). Пикробазальты Чхотаудепура (обр. RCD-21, PRV-4) сопоставляются с пикробазальтами Павагадха и слегка отличаются от пикробазальта NW-85 из рифта Кутча. Базальт RCD-22 соответствует им по редкоземельному спектру, но отличается по концентрациям других элементов (Cs, K, Rb, Pb, P). В андезибазальте PRV-2 повышены концентрации несовместимых элементов от Rb до K (рис. 5).

Нормированные к пиролиту элементные спектры лампрофиров Чхотаудепура близки по форме к нормированным спектрам базальтов, но с обогащением несовместимыми элементами от Cs до Sm. Спектры базальтов и лампрофиров имеют небольшие минимумы K и Rb и максимум Pb. В отличие от щелочных базальтов Кутча, в лампрофиров Чхотаудепура отсутствует Th-U минимум. Содержание легких редкоземельных элементов (PЗЭ) у них выше. Щелочной сиенит AFS-2 имеет сходную форму спектров, обогащен легкими PЗЭ и Sr.

Лампрофиры Чхотаудепура характеризуются спектрами PЗЭ, слегка изогнутыми вниз в области от Sm до Dy, и повышенным отношением La/Yb (25.4–55.1), а фонолиты-фойдиты – сильнее изогнутыми спектрами, обедненными тяжелыми PЗЭ (от Gd до Lu), без Eu-аномалии и с еще более высокими значениями La/Yb (161–226). По этим параметрам они существенно отличаются от щелочных сиенитов AFS-1, имеющих спектры с положительной Eu-аномалией и более низким отношением La/Yb (56.3–62.6). В левой части нормированные спектры PЗЭ фонолитов-фойдитов и щелочных сиенитов AFS-1 сходятся, что может свидетельствовать об их происхождении из одного источника путем кристаллизационной дифференциации. Микроэлементные спектры фонолита и фойдита сходны по форме со спек-

трами сиенитов AFS-2, за исключением минимума Ta и максимумов Sr и Pb. Общей особенностью спектров фонолитов-фойдитов и щелочных сиенитов AFS-2 является глубокий минимум фосфора.

5. ОБСУЖДЕНИЕ

Карбонатиты ассоциируют со щелочными породами ультракалиевого и натрового состава [Vladykin, Pirajno, 2021]. Бенстонитовые карбонатиты Самалпатти сопоставлялись с карбонатитами Маломурунского массива центральной части Алданского щита, в которых были определены высокие концентрации Ba и Sr [Vorob'ev et al., 1992], а калиевые силикатные породы отнесены к лампроитам [Vladykin, 1985]. Возраст Маломурунского массива, определенный K-Ar методом, составил 138–132 млн лет [Makhotkin et al., 1989]. Исследования, проводившиеся на протяжении четырех десятилетий, выявили в мурунском комплексе ряд пород K-щелочно-ультраосновного состава, основного и среднего состава, кислого щелочно-гранитного состава и уникального кальциево-силикатного состава (Ba-Sr карбонатиты и чароититы) [Vorob'ev et al., 1992; Mitchell et al., 1994; Konev et al., 1996; Panina, Vladykin, 1994; Vorob'ev, 2001; Vladykin, Tsaruk, 2003; Vladykin, 2009; и др.]. В принадлежности пород Маломурунского массива к лампроитам остались сомнения [Mitchell et al., 1994; Vladykin, 2021].

В юго-западной части мурунского комплекса охарактеризовано горизонтально лежащее тело карбонатитов с высоким содержанием Ba и Sr мощностью 40 м. Е.И. Воробьевым и др. [Vorob'ev et al., 1992; Vorob'ev, 2001] и А.А. Коневым и др. [Konev et al., 1996] предполагалось происхождение этих карбонатитов из гомогенного твердого раствора Ba-Ca-карбонатного состава с примесью стронция. В системе BaCO₃-CaCO₃ этот раствор устойчив при температуре более 850 °С, ниже которой он претерпевает твердофазовые превращения. По данным этих авторов, карбонатная составляющая представлена на массиве в основном четырьмя минералами: кальцитом, бенстонитом и Ba-Ca карбонатом (X-карбонатом) в близких соотношениях, а также небольшой примесью редкоземельного фосфат-карбоната типа дакинъшанита [Vorob'ev et al., 1992]. Детальные исследования [Konev et al., 1996] выявили также другие минеральные фазы: Sr-кальцит, стронцианит, Sr-витерит, олекминскит, паральсонит, бербанкит, анкилит, малахит и азурит.

Мурунский протокарбонат не мог иметь бенстонитовый состав, представляющий собой относительно низкотемпературное соединение, стабильное в обычных атмосферных условиях (синтезирован при комнатной температуре). Бенстонит кристаллизуется в рассматриваемом типе карбонатитов как результат поздних (посткристаллизационных) преобразований более раннего карбоната. Наряду с кальциевым (или кальцитовым), магниальным (или доломитовым), железисто-магниальным (анкерито-сидеритовым) и натровым (или содовым) петрохимическими типами

карбонатитов, для которых характерно преобладание кальцитового минала в карбонатной фазе (от ~50 мол. % до 100 мол. %), на примере пород из массивов Самалпатти и Маломурунского предлагалось выделить пятый (стронций-бариевый) петрохимический тип. Внутри этого типа предлагалось выделять разновидности карбонатитов в зависимости от вариаций химического

состава карбонатной фазы и ее минерального состава. Для индийских карбонатитов было предложено сохранить название «бенстонитовый», а для мурунских – использование этого названия ставилось под сомнение. Предлагалось название «стронциат-баритокальцитовый карбонатит». Эта разновидность карбонатита находится на Муруне вместе с кальций-стронцианитовым

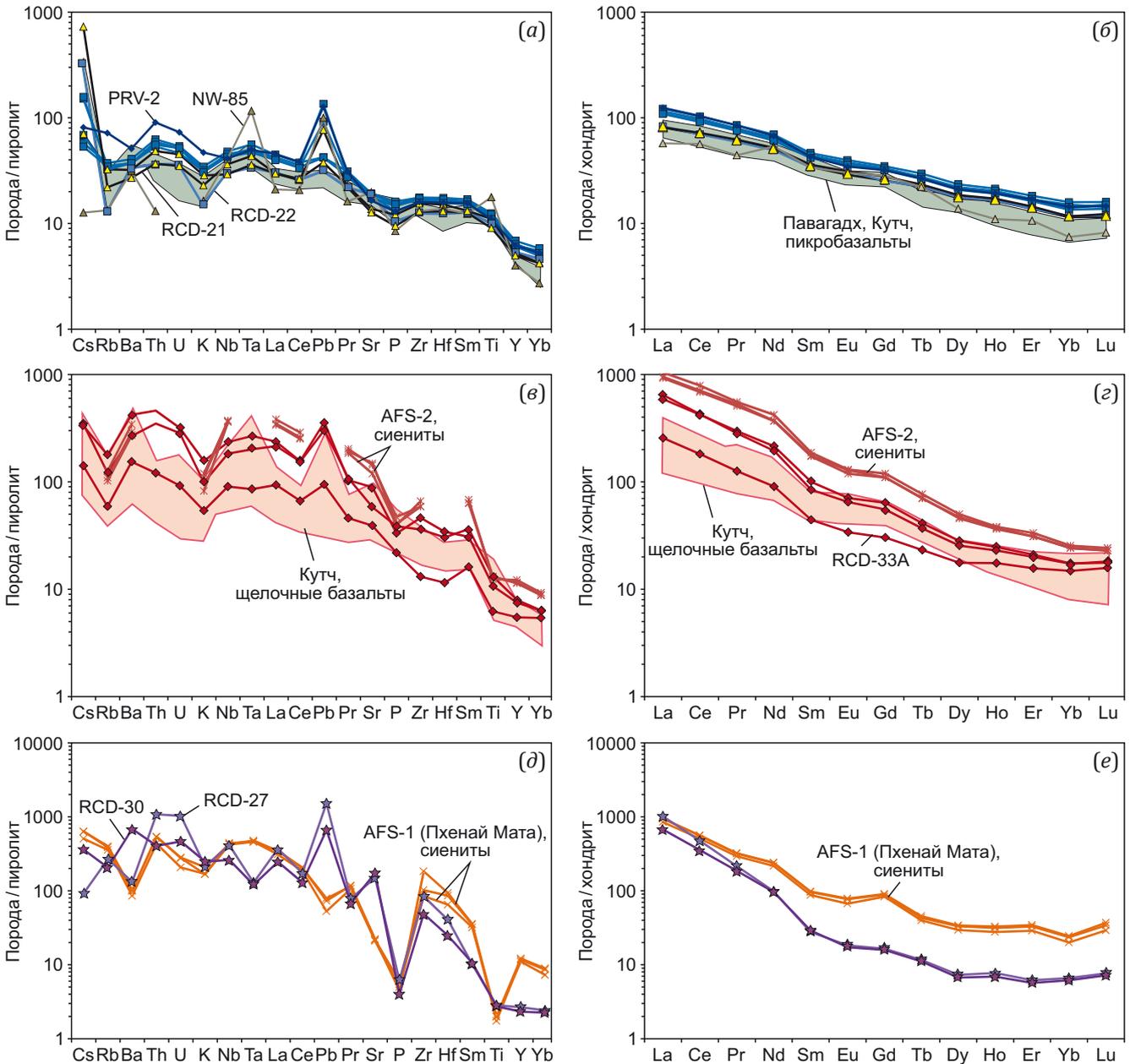


Рис. 5. Нормированные спектры элементов в порядке несовместимости (а, в, д) и спектры РЗЭ (б, з, е) вулканических и субвулканических пород района Чхотаудепур провинции Декан (новые и опубликованные данные).

Новые данные: (а, б) – андезибазальты и оливиновые базальты; (в, з) – лампрофиты; (д, е) – фonoлит и фойдит. Для сравнения показаны спектры щелочных сиенитов [Hari et al., 2014], поля высоко-Мг базальтов Павагадха и Кутча и щелочных базальтов Кутча [Paul et al., 2008; Sheth, Melluso, 2008; Sen et al., 2009]. Исползован состав пиролита из работы [McDonough, Sun, 1995].

Fig. 5. Normalized element spectra arranged in the order of incompatibility (a, v, d) and REE spectra (b, z, e) of volcanic and subvolcanic rocks from the Chhotaudepur area of the Deccan Province (new and published data).

New data: (a, b) – andesibasalts and olivine basalts; (v, z) – lamprophyres; (d, e) – phonolite and foiudite. For comparison, there are shown the alkali syenite spectra [Hari et al., 2014], Pavagadh and Kutch high-Mg basalt fields, and Kutch alkali basalt fields [Paul et al., 2008; Sheth, Melluso, 2008; Sen et al., 2009]. The pyrolite composition is presented based on [McDonough, Sun, 1995].

и обычным кальциевым карбонатитом [Konev et al., 1996].

По представлениям Н.В. Владыкина [Vladykin, 2009], карбонатитовое тело Мурунского массива образовалось в результате отделения остаточного силикатно-карбонатного комплекса от силикатных пород с кристаллизацией в малоглубинных условиях и излиянием на земной поверхности.

В дальнейшем обсуждении результатов аналитических исследований карбонатитов и ассоциирующих с ними силикатных пород проясняются вопросы: 1) о соотношении времени проявления карбонатитового магматизма на Индийском субконтиненте, в Африке и Азии; 2) о распределении в них Ва и Sr и 3) о Pb-Nd-Sr изотопных характеристиках источников.

5.1. Соотношение времени проявления карбонатитового магматизма на Индийском субконтиненте, в Африке и Азии

На Индийском субконтиненте карбонатиты встречаются не только в Индии, но и в Пакистане, Афганистане и Шри-Ланке. Общий возрастной диапазон массивов щелочных пород с карбонатитами составляет от >2400 млн лет до <0.6 млн лет [Krishnamurthy, 2019; Randive, Meshram, 2020] (рис. 6).

Карбонатиты распространяются в Северо-Восточной Африке в течение всего позднего фанерозоя. Здесь известны многочисленные выходы позднефанерозойских карбонатитов и открыт действующий вулкан Олдоиньо Ленгаи, извергающий карбонатитовую магму [Dawson, 1983]. В Северной Азии карбонатиты распро-

страняются в фанерозое до раннего мела включительно и отсутствуют на новейшем геодинамическом этапе. Возрастной диапазон карбонатитов Индостана (рис. 6) в верхнем пределе подобен возрастному диапазону карбонатитов Африки и отличается от возрастного диапазона карбонатитов Северной Азии (рис. 7). Такая возрастная специфика карбонатитов служит дополнительным аргументом для обозначения начала новейших геодинамических процессов в Азии около 90 млн лет назад [Rasskazov, Chuvashova, 2013].

5.2. Барий и стронций

Тренды обогащения карбонатитов Ва и Sr отчетливо выделяются на диаграмме этих элементов с линейными шкалами (рис. 8, а).

С одной стороны, в бенстонитовых карбонатитах Самалпатти представлен тренд обогащения барием. Концентрация Ва достигает 230 мг/г. Увеличение концентрации бария не сопровождается увеличением концентрации стронция. С другой стороны, выделяется тренд возрастания Sr, концентрация которого достигает в карбонатитах Вэйшаня 135 мг/г. К высоко-Sr тренду, кроме карбонатитов Вэйшаня, относятся карбонатиты Томтора, а в его начале находятся единичные точки Севатхура и Муруна. Третий тренд образуют Ва-Sr карбонатиты заключительной фазы становления Маломурунского массива. Концентрация Ва достигает 300 мг/г. Возрастание Ва сопровождается возрастанием Sr до 90 мг/г.

На диаграмме Ва – Sr с логарифмическими шкалами (рис. 8, б) карбонатиты Индии объединяются в группы

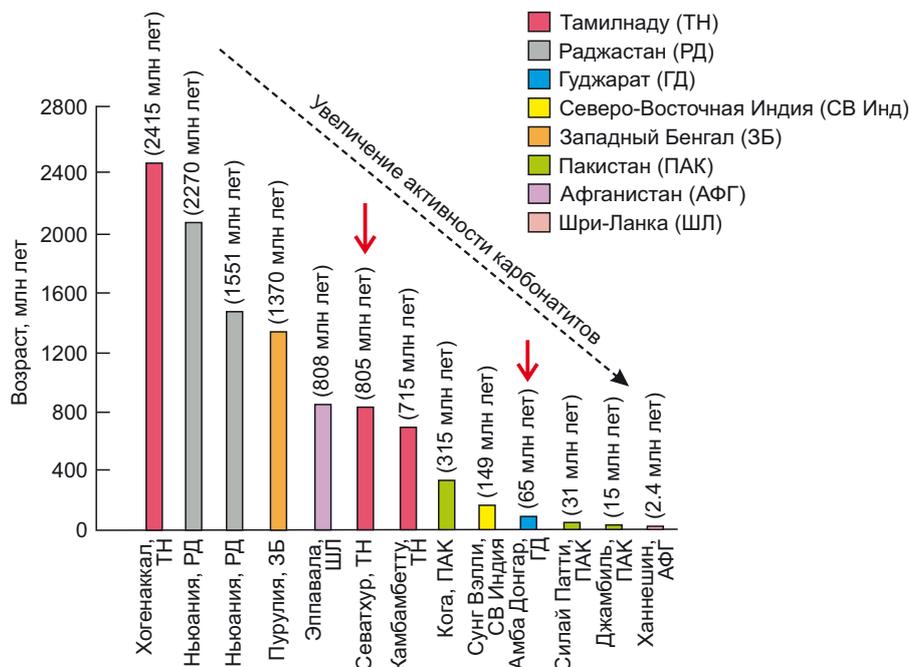


Рис. 6. Диаграмма временного распространения карбонатитового магматизма на Индийском субконтиненте [Randive, Meshram, 2020]. Объекты исследования настоящей работы помечены красными стрелками.

Fig. 6. Diagram of temporal distribution of carbonatite magmatism in the Indian subcontinent after [Randive, Meshram, 2020]. The objects of this study are marked with red arrows.

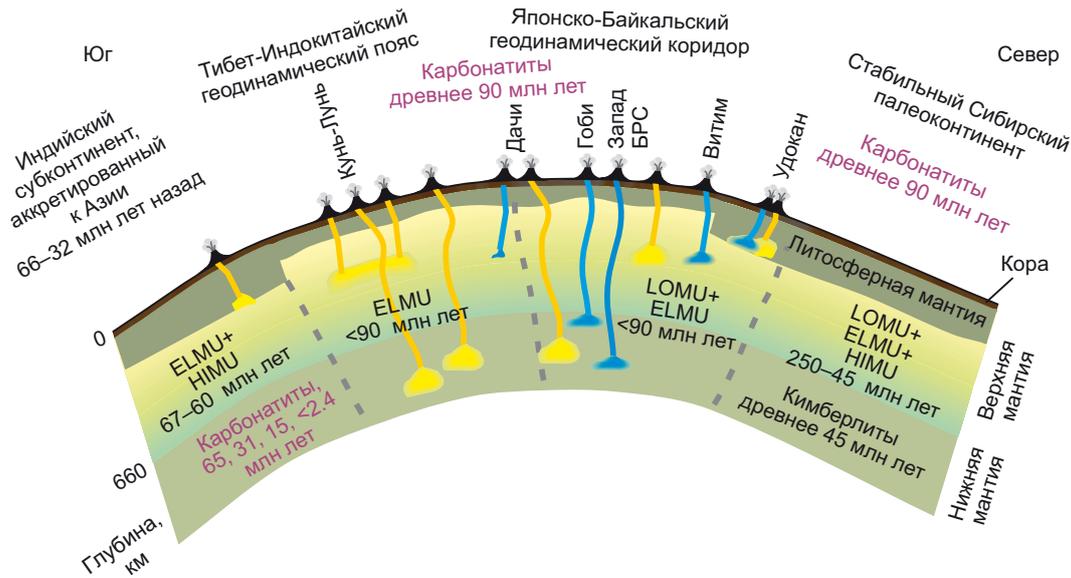


Рис. 7. Схема кайнозойского проявления карбонатитов на Индийском субконтиненте в соотношении с проявлением карбонатитов в Северной Азии. Схема из работы [Rasskazov et al., 2020] с изменениями. Синим цветом обозначены источники LOMU, желтым – источники ELMU.

Fig. 7. Scheme of the Cenozoic carbonatite occurrences in the Indian subcontinent in relation to those in North Asia. Modified after [Rasskazov et al., 2020]. LOMU sources are shown in blue, ELMU sources are shown in yellow.

с низкими и высокими концентрациями этих элементов. Среди неопротерозойских пород Южной Индии с возрастом около 800 млн лет ключевое значение имеют карбонатиты массива Самалпатти. Среди них различаются три группы: 1) группа с низкой концентрацией Sr и Ba ($Sr=100-1000$ мкг/г, $Ba=100-1000$ мкг/г, $Ba/Sr=0.5-4.0$), 2) низко-Ba группа с повышенным содержанием Sr ($Sr=5000-15000$ мкг/г, $Ba=100-1000$ мкг/г, $Ba/Sr<0.5$) и 3) высоко-Ba группа ($Ba=20000-230000$ мкг/г, $Ba/Sr>4.0$). Бенстонитовые карбонатиты Самалпатти представлены третьей группой, в которой возрастание Ba от 20 до 230 мг/г сопровождается снижением Sr от 10 до 0.7 мг/г. Подобное разделение на три группы наблюдается в карбонатитах массива Севатхур, в котором преобладают породы с содержаниями Sr и Ba, сопоставимыми с таковыми в первой и второй группе карбонатитов Самалпатти, а с третьей группой карбонатитов Самалпатти сопоставляется единственный образец карбонатита Севатхура. Фигуративные точки карбонатитов Севатхура смещены во внутреннюю часть треугольника групп 1, 2 и 3 карбонатитов Самалпатти. Карбонатиты Джоггипатти имеют концентрации бария и стронция, подобные только группе 2 карбонатитов Самалпатти. Фигуративные точки мел-палеогеновых (возраст 66 млн лет) карбонатитов массива Амба Донгар образуют единое облако точек, рассеянных преимущественно между группами 2 и 3 карбонатитов Самалпатти. Часть точек карбонатитов Амба Донгара обособляется внутри фигуративного поля группы 1 Самалпатти. Таким образом, мел-палеогеновые карбонатиты Амба Донгара в целом наследуют Ba-Sr-специфику неопротерозойских карбонатитов. Облака точек силикатных щелочных пород неопро-

терозойских массивов Южной Индии и мел-палеогенового массива Амба Донгар смещены относительно фигуративных полей карбонатитов с относительным снижением Ba и Sr.

Точки карбонатитов из массивов Сибирского и Северо-Китайского кратонов на диаграмме Ba – Sr с логарифмическими шкалами в целом сдвинуты относительно точек массивов Индии в сторону обогащения стронцием (рис. 8, в). Точки Ba-Sr карбонатитов Маломурунского массива распределяются вдоль линии $Ba/Sr=4$. Точки карбонатитов других рассматриваемых массивов (и частично точки мурунских карбонатитов) распределяются вдоль линии $Ba/Sr=0.5$ и ниже нее. Точки карбонатитов Вэйшана в основном относятся к последнему тренду, но пара точек попадает на начало тренда Ba-Sr карбонатитов Муруна. Облака точек силикатных щелочных пород резко смещены в область диаграммы с пониженной концентрацией стронция.

Из диаграмм рис. 8 следует разный характер концентрирования Ba и Sr в индийских и северо-азиатских карбонатитах. В ранних массивах Индии (Самалпатти, Севатхур, Джоггипатти) различаются три компонента, которые в позднем массиве (Амба Донгар) дают промежуточные составы, воспринимающиеся как результат смешения материала. В распределении Ba и Sr отчетливо выявляется унаследование компонентов. В Азии массив Мурун, с одной стороны, и массивы Томтор и Вэйшан, с другой, образуют тренды обогащения, соответственно, Ba и Sr (Мурун) и Sr (Томтор и Вэйшан). Такое отличие трендов служит дополнением к общему возрастному различию проявления карбонатитов в этих регионах: ограничению карбонатитового магматизма в Северной Азии ранним мелом и его

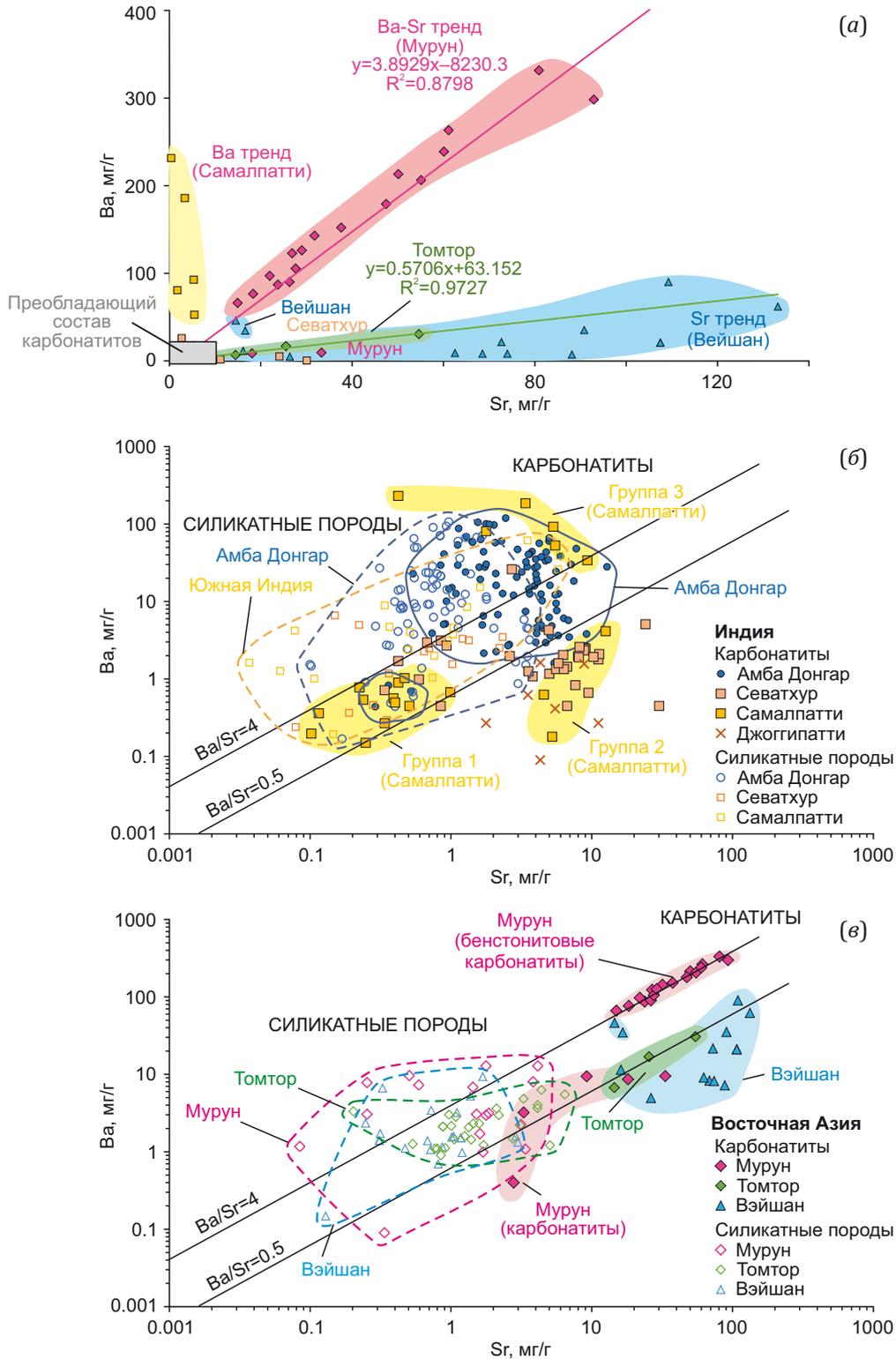


Рис. 8. Диаграмма Ba – Sr пород щелочно-карбонатитовых комплексов Южной Индии (массивы Самалпатти и Севатхур), Китая (массив Вэйшан) и Сибири (Мурунский и Томторский массивы) в линейных (а) и в логарифмических (б, в) шкалах. Данные из работ [Vladykin, 2005; Gwalani et al., 1993; Srivastava, 1997; Vladykin et al., 2008; Banerjee, Chakrabarti, 2019; Wang et al., 2019; Dhote et al., 2021; Vladykin, Pirajno, 2021; Ding et al., 2022].

Fig. 8. Linear (a) and logarithmic (b, v) Ba – Sr diagrams of the rocks in the Samalpatti and Sevathur alkaline-carbonatite complexes (South India), Weishan alkaline-carbonatite complex (China), and Murun and Tomtor alkaline-carbonatite complexes (Siberia). Data from [Vladykin, 2005; Gwalani et al., 1993; Srivastava, 1997; Vladykin et al., 2008; Banerjee, Chakrabarti, 2019; Wang et al., 2019; Dhote et al., 2021; Vladykin, Pirajno, 2021; Ding et al., 2022].

продолжению на Индийском субконтиненте в течение всего кайнозоя (см. рис. 6, 7).

5.3. Pb-, Nd- и Sr-изотопные характеристики источников

Изотопная эволюция Pb, Nd и Sr обусловлена разными процессами, регулирующими соотношения материнских и дочерних изотопов в континентальной коре и мантии. Отношение $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) может меняться в результате выноса водой окисленной формы урана и концентрирования свинца в сульфидах и силикатах. Отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ зависит от распределения минералов – концентраторов средних редкоземельных элементов, а отношение $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – от распределения минералов – концентраторов K и Ca. Разное геохимическое поведение химических элементов выражается в отсутствии согласования интегрированного во времени накопления радиогенных изотопов.

Изотопно-геохимические построения исходят из начальных отношений изотопов. Для молодых пород (к примеру, базальтов) не требуется введения поправки на возраст измеряемых отношений, хотя ее все же необходимо вводить, если породы обладают высокими отношениями материнских и дочерних нуклидов (например, риолиты в Rb-Sr-изотопной системе). В связи с резким преобладанием ^{238}U (составляющего 99.2743 % от общего урана) в вулканических породах малых возрастов (мезозой – ранний и средний кайнозой) может слегка сместиться $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (при высоком μ). При тех же концентрациях урана $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ увеличится несущественно. Введение поправки на возраст более древних пород требует высокоточного измерения концентраций элементов. Кроме того, в построения необходимо вносить поправки и на геологическую эволюцию эталонных составов изотопных систем (например, состава недифференцированной мантии).

Происхождение крупной магматической провинции Декан дискуссионно. Предполагается, что сочленение рифтов Камбай и трапповый вулканизм были связаны с активностью плюма Реюньон, над которым около 70 млн лет назад располагалась Западная Индия и Пакистан, а в настоящее время находится о. Реюньон Индийского океана [Mahoney et al., 2002]. По другой модели след горячего пятна, пересекающего Индийский океан, начался от Индостана около 90 млн лет назад, а позже, на рубеже мела и палеогена, получил развитие вулканизм провинции Декан при плавлении рециклированной океанической коры без участия плюмового материала [Sheth, 2005]. В интерпретациях изотопных данных вулканических пород предлагаются различные варианты соотношения мантийных и коровых компонентов в их глубинных источниках. Карбонатиты Амба Донгара по изотопам Sr-Nd-Pb сопоставляются с материалом плюма Реюньон [Simonetti et al., 1995; Ray et al., 2000b]. В клинопироксенах и оливинах щелочных комплексов Декана определено изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$, близкое к отношениям этих минералов в базальтах Реюньона, Исландии и Самоа, но

более низкое, чем в клинопироксенах и оливинах щелочных базальтов Лоихи [Basu et al., 1993]. Вариации изотопного состава Sr в карбонатитах Амба Донгара интерпретировались в связи с процессами ассимиляции глубинными магмами ~5 % нижнекорового материала и фракционной кристаллизации [Ray et al., 2000b].

На диаграмме начальных изотопных отношений ураногенного Pb точки карбонатитов неопротерозойского массива Самалпатти аппроксимируются линией с наклоном, соответствующим возрасту 4.26 млрд лет. Точки карбонатитов соседнего неопротерозойского массива Севатхур смещены выше тренда точек массива Самалпатти и аппроксимируются линией, дающей приблизительно такой же наклон при большей дисперсии (рис. 9, а). Гадейская оценка возраста для источников карбонатитов неопротерозойских массивов выходит за пределы геохронных оценок возраста протолитов 4.54–4.44 млрд лет застывшего магматического океана Земли и сопоставляется с оценками наиболее ранних вторичных изохрон, полученных для протолитов источников ранней Земли. Например, в интервале 4.44–4.00 млрд лет находится возраст протолитов в источниках четвертичных базальтов о. Чеджу в южной части Японского моря и мел-палеогеновых базальтов Южной Гоби [Rasskazov et al., 2020].

Источники неопротерозойских карбонатитов Южной Индии были изолированы от конвектирующей мантии с 4.26 до 0.80 млрд лет назад. Из сравнения положения вторичной изохроны массива Самалпатти с геохроной первичной мантии на время 800 млн лет назад следует вывод о существенно более низком значении $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) в источнике карбонатитов, чем в первичной мантии. Гадейский протолит низкого μ резко контрастирует с компонентом высокого μ (НIMU), распространенным в базальтах современных океанических островов (OIB).

На диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ точки карбонатитов и ассоциирующих с ними силикатных пород магматических комплексов провинции Декан при пересчете на 66 млн лет назад смещаются незначительно, фактически оставаясь в пределах значков, используемых на диаграмме. Так, для карбонатита Амба Донгара 95-AMDO-002 [Simonetti et al., 1998] были измерены отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.80$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=19.159$. При пересчете на 66 млн лет получены начальные отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.799$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=19.137$. Для базанита Амба Донгара 95-AMDO-001 были измерены отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.546$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.145$. При пересчете на 66 млн лет получены начальные отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.541$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.037$. Данные по изотопам Pb приведены в опубликованных работах, за редким исключением, без концентраций U и Pb, потому на диаграмме рис. 9, б, поправки на возраст не вводятся для всей совокупности данных. Фигуративные точки карбонатитов Амба Донгара группируются вблизи геохроны 4.0 млрд лет. Точка базанита этого же массива смещена к геохроме 4.51 млрд лет. Из-за

отсутствия других данных по изотопам Pb для силикатных пород Амба Донгара диапазон вариаций изотопов Pb в них остается неясным.

Фигуративные точки карбонатитов и силикатных пород Декана занимают преимущественно область повышенного μ (elevated μ , ELMU). Фигуративные точки пород отдельных территорий образуют тренды, которые интерпретируются как вторичные изохроны с наклоном, соответствующим возрасту около 2 млрд лет. Точки распространяются в область HIMU (см. рис. 7, б).

Анализ глобального распространения компонента HIMU в OIB свидетельствует о возможности длительной сохранности его резервуара в изоляции от конвектирующей мантии в резервуарах двух потенциальных областей Земли: 1) малоглубинной континентальной литосферной мантии или 2) основания нижней мантии. По Pb-изотопным оценкам предполагается образование большинства источников HIMU в неоархее и, частично, в мезо- и палеоархее [Homrighausen et al., 2018], что в общем согласуется с первичной оценкой

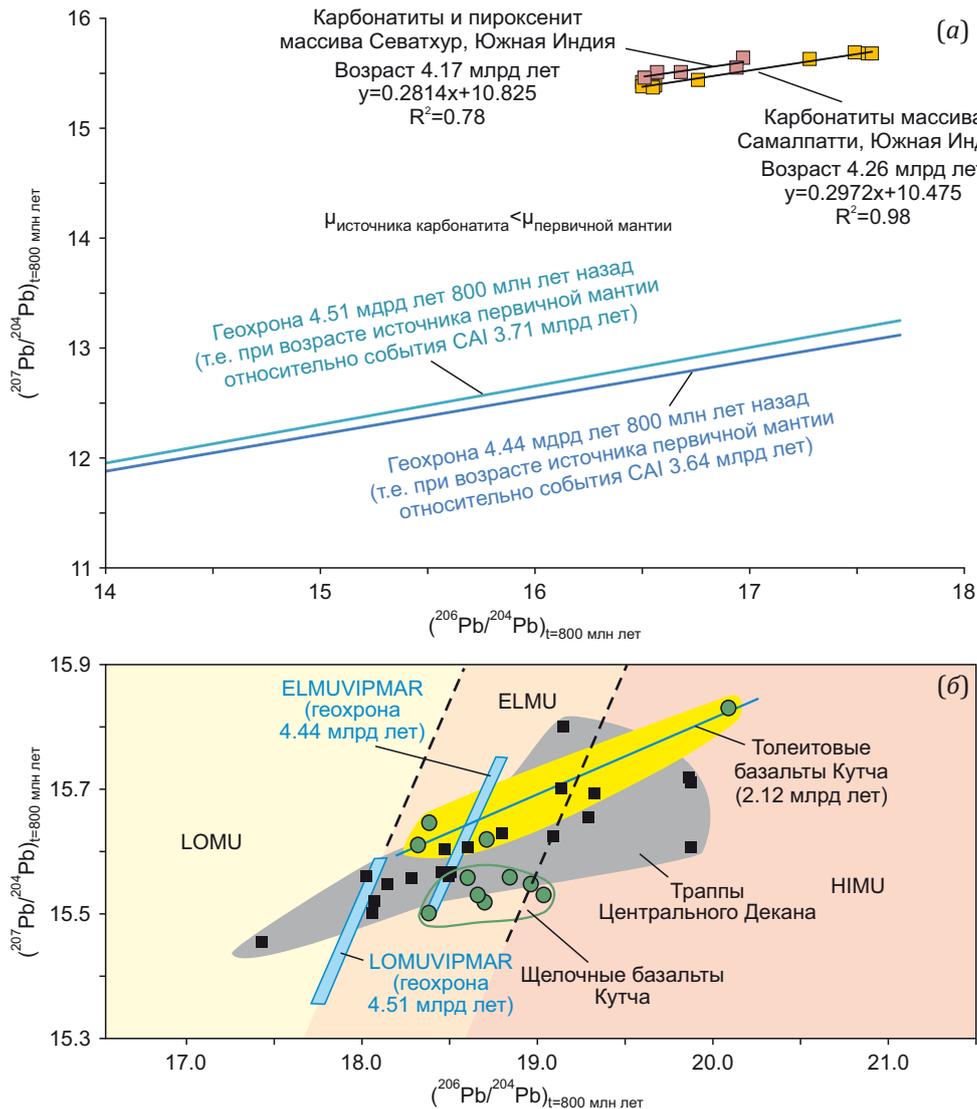


Рис. 9. Оценки возраста протолитов в источниках карбонатитов массивов Самалпатти и Севатхур на диаграмме начальных отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (на 800 млн лет назад) (а) и магматических пород провинции Декан (б).

На панели (а) использованы данные [Schleicher et al., 1998; Ackerman et al., 2017]. На панели (б) приведена иллюстрация данных [Rasskazov et al., 2020] с дополнениями по карбонатитам и базаниту Амба Донгара [Simonetti et al., 1995, 1998]. Положение геохрон 4.0, 4.44 и 4.51 млрд лет рассчитано относительно состава Nanton железного метеорита Каньон Дьявола, обозначающего начало события CAI (calcium-alumina inclusions) 4.5673 млрд лет назад [Blichert-Toft et al., 2010].

Fig. 9. Protolith age of the rocks in the Samalpatti and Sevathur carbonatite complexes on the diagram of $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ initial ratios (800 Ma ago) (a) and igneous rocks in the Deccan Province (b).

Panel (a) shows the data from [Schleicher et al., 1998; Ackerman et al., 2017]. Panel (b) illustrates the data from [Rasskazov et al., 2020] with additions on carbonatites and basanite from Amba Dongar [Simonetti et al., 1995, 1998]. The position of geochrons 4.0, 4.44 and 4.51 Ga is calculated relative to the Nanton composition of the Canyon Diablo meteorite that marks the onset of the CAI (calcium-alumina inclusions) event 4.5673 Ga ago [Blichert-Toft et al., 2010].

возраста этого конечного компонента 3–2 млрд лет [Zindler, Hart, 1986]. Компоненты обозначают объем мантии, вовлекавшийся в тектонические движения, т.е. тектоносферы. Около 800 млн лет назад Индийский субконтинент был частью Гондваны. Карбонатитовые магмы генерировались в это время в протолитах с существенно более низкими значениями μ , чем подобные магмы провинции Декан около 66 млн лет назад. Состав протолита источников карбонатитов под Индийским субконтинентом мог измениться в связи с процессами позднедокембрийской (панафриканской) орогении, но, скорее всего, изотопный состав Pb протолитов источников несколько сменился вследствие обособления Индийского субконтинента от Гондваны и его последующего коллизионного взаимодействия с южным краем Азии. Гадейская оценка возраста источника получена не только для карбонатитов Самалпатти и Севатхура (около 4.26 млрд лет), но и для карбонатитов Амба Донгара (около 4.40 млрд лет).

На диаграмме временных вариаций начального изотопного состава Nd (рис. 10, а) фигуративные точки карбонатитов Самалпатти и Севатхура и ассоциирующих с ними силикатных пород находятся в обедненной области между линиями изотопной эволюции Nd хондритового однородного резервуара (CHUR) и обедненной мантии по островным дугам. Фигуративные точки карбонатитов Амба Донгара попадают на линию CHUR, а точки ассоциирующих силикатных пород распространяются и в обедненную, и в обогащенную область. Концентрированная группа фигуративных точек карбонатитов Вэйшана находится ниже линии CHUR и попадает в обогащенную область диаграммы. Точки силикатных пород этого магматического комплекса, за исключением одной, также находятся в обогащенной области. Точки карбонатитов и ассоциирующие калиевые силикатные породы Муруна расположены в обогащенной области и в этом отношении подобны калиевым породам Лейцит Хиллз запада США и лампроитам запада Австралии. Протолиты источника австралийских лампроитов характеризуются существенно обогащенным изотопным составом Nd (эпсилон Nd от -16 до -7). На диаграмме изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ тренд лампроитов соединяется с фигуративным полем слюдяных кимберлитов (группа II) [DePaolo, 1988].

На диаграмме временных вариаций начального изотопного отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (рис. 10, б) фигуративные точки карбонатитов Самалпатти и Севатхура и ассоциирующих с ними силикатных пород располагаются выше линии недифференцированного резервуара. Подобное положение занимают точки карбонатитов Муруна, Вэйшана и Амба Донгара. Точки силикатных пород комплексов Вэйшана и Амба Донгара частично повышены. Точки пород массива Лейцит Хиллз находятся вблизи линии недифференцированного резервуара, тогда как точки лампроитов запада Австралии резко смещены в область обогащения радиогенным ^{87}Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710-0.719$).

Начальное изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ в источнике карбонатитов Самалпатти, подобное отношению в источниках карбонатитов Амба Донгара, Муруна и Вэйшана, свидетельствует о его обогащении Rb (или обеднении Sr). В то же время начальное изотопное отношение неодима (эпсилон Nd) карбонатитов Самалпатти превышает значение CHUR, что отражает относительное возрастание Sm/Nd отношения. Кроме того, источник карбонатитов Самалпатти обеднен ^{238}U в сравнении с ^{204}Pb относительно протомантийного резервуара застывшего океана ранней Земли. Обращает на себя внимание положение части фигуративных точек карбонатитов Амба Донгара на геохроме 4.40 млрд лет при соответствии их источника недифференцированному резервуару CHUR по значению эпсилон Nd и при его отличии от недифференцированного резервуара по интегрированному во времени изотопному эффекту возросшего Rb/Sr отношения. Можно предположить, что Sm-Nd и U-Pb изотопные системы были инертны и отразили длительное накопление изотопов Nd и Pb в источнике недифференцированной мантии, тогда как Rb-Sr изотопная система оказалась подверженной изменениям (например, калиевому метасоматозу, способствовавшему концентрации Rb), претерпела быстрое преобразование и, как следствие, дала смещение начального отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ от недифференцированного мантийного резервуара.

Более детальное сопоставление источников вулканических и субвулканических пород Чхотаудепура с источниками базальтов других территорий крупной провинции Декан проводится по начальным изотопным отношениям Nd и Sr, приведенным к возрасту 66 млн лет. В базальтах Чхотаудепура определены начальные изотопные отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ и $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ соответственно, от 0.70555 до 0.70657 и от 0.51259 до 0.51264. По сравнению с базальтами, в андезибазальте PRV-2 определено повышенное значение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.70915$ и пониженное $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i=0.51237$. В пикробазальте RCD-21 получены низкие $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.70446$ и $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i=0.51216$, в пикробазальте RPV-4 – повышенное $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.70725$ и слегка пониженное $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i=0.51254$, по сравнению с базальтами. Интервалы изотопных отношений в лампрофирах: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.70625-0.70732$ и $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i=0.51227-0.51231$. Изотопные отношения в фойдите $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.70640$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i=0.51237$ и феолите $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.70737$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i=0.51237$ попадают в интервалы изотопных отношений лампрофиров и слегка повышены по отношению к ним.

Пикробазальты Павагадха имеют относительно обедненные изотопные характеристики Sr и Nd ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.7044-0.7045$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i=0.51270-0.51276$). Пикробазальт RCD-21 Чхотаудепура, в отличие от них, имеет начальный изотопный состав Sr, попадающий в диапазон значений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ для высокотитанистых пикробазальтов Павагадха и Кутча в сочетании с начальным изотопным составом Nd, а пикробазальт

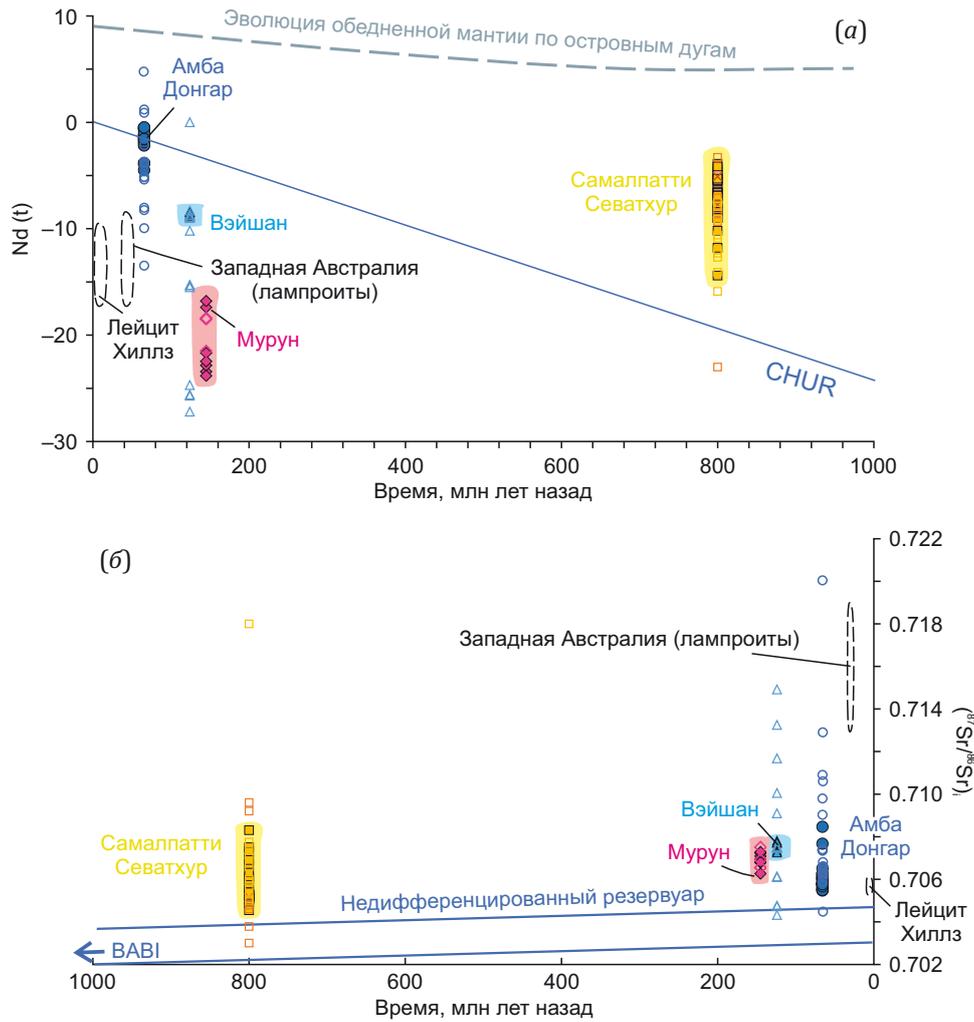


Рис. 10. Диаграмма временных вариаций начальных изотопных составов Nd (а) и Sr (б). Используются данные [Vollmer et al., 1984; Vladykin, 2005; Simonetti et al., 1995; Schleicher et al., 1998; Ray et al., 2000a; Vladykin et al., 2003, 2008; Mirnejad, Bell, 2006; Ackerman et al., 2017; Banerjee, Chakrabarti, 2019; Ding et al., 2022]. На панели (а) показаны линии изотопной эволюции Nd хондритового однородного резервуара (CHUR) [Faure, 1989] и обедненной мантии по островным дугам [DePaolo, Wasserburg, 1976], на панели (б) – линия изотопной эволюции Sr от состава BABI (best achondritic basaltic initial) [Faure, 2001] и параллельная ей линия изотопной эволюции Sr с современным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7045$, соответствующим недифференцированной мантии. Условные обозн. см. рис. 8.

Fig. 10. Diagram of temporal variations in the initial isotopic compositions of Nd (a) and Sr (б). The data are from [Vollmer et al., 1984; Vladykin, 2005; Simonetti et al., 1995; Schleicher et al., 1998; Ray et al., 2000a; Vladykin et al., 2003, 2008; Mirnejad, Bell, 2006; Ackerman et al., 2017; Banerjee, Chakrabarti, 2019; Ding et al., 2022]. Panel (a) shows the lines of Nd isotopic evolution of the chondritic universal reservoir (CHUR) [Faure, 1989] and depleted mantle along the island arcs [DePaolo, Wasserburg, 1976], panel (б) shows the line of Sr isotopic evolution from the BABI (best achondritic basaltic initial) composition [Faure, 2001] and a parallel line of Sr isotopic evolution with modern $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7045$ ratio corresponding to the undifferentiated mantle. See Fig. 8 for legend.

PRV-2 – относительно обогащенный начальный изотопный состав Sr и Nd.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Характер эволюции карбонатитового магматизма Индийского субконтинента рассмотрен на примере массивов Самалпатти и Амба Донгар в сопоставлении с подобным магматизмом, получившим развитие в Африке и Азии. Показано, что в возрастном отношении карбонатиты Индостана имеют сходство с карбонатитами Африки и отличаются от карбонатитов Северной

Азии, в которой на новейшем геодинамическом этапе, т.е. в последние 90 млн лет, они отсутствуют. Другое региональное различие карбонатитов заключается в характере распределения в них Ba и Sr. В ранних массивах Индии (Самалпатти, Севатхур, Джоггипатти) находятся три компонента, которые в позднем массиве (Амба Донгар) дают промежуточные составы, воспринимающиеся как результат смешения материала. В распределении Ba и Sr карбонатитов отчетливо проявлен унаследованный характер компонентов разновозрастных карбонатитов Индии. Карбонатиты Северной

Азии образуют самостоятельные тренды обогащения Ba и Sr (Мурун) и Sr (Томтор и Вэйшан).

Большой набор переменных в эволюции глубинного магматизма континентов привел к практике отдельного рассмотрения компонентного состава пород каждой территории с разработкой конкретных моделей эволюции мантийных и коровых процессов. На примере щелочно-ультраосновных комплексов с карбонатитами Н.В. Владыкин обратил внимание на генеральное различие источников щелочного магматизма с карбонатитами в кратонных и складчатых областях континентов по изотопам Nd и Sr. Предложенная им систематика источников требует уточнения с привлечением других изотопных систем. В настоящей работе для источников карбонатитов Самалпатти и Амба Донгар, прежде всего, оценивается возраст протолитов по изотопам Pb.

Предполагается, что в истории эволюции тектоносферы Индийского субконтинента было время, когда он входил в состав Гондваны и находился в ансамбле с субконтинентами Африка, Австралия и Антарктида. В процессе активности тектоносферы Индийского субконтинента около 800 млн лет назад генерировались карбонатитовые расплавы протомантийного резервуара с возрастом 4.26 млрд лет ранней мантийной геодинамической эпохи, резко отличавшегося от резервуара первичной мантии застывшего магматического океана по низкому μ и высокому начальному отношению изотопов Nd. Для выяснения геохимической специфики Pb этого источника необходимо проведение дальнейших исследований.

После того как в интервале 130–100 млн лет назад Индийский субконтинент отделился от Гондваны и около 66 млн лет назад начал соединяться с Азией, в тектоносфере Индийского субконтинента источник резервуара низкого μ и высокого эпсилон Nd карбонатитов Самалпатти уже отсутствовал. Он сменился источником ELMU карбонатитов и силикатных пород. В качестве источника карбонатитов Амба Донгара мог служить протолит гадейской мантии с возрастом около 4.40 млрд лет. Одновременно в крупной магматической провинции Декан генерировались силикатные расплавы, протолиты которых соответствовали Pb-Pb возрасту около 2 млрд лет средней мантийной геодинамической эпохи. По начальному изотопному составу Nd источник карбонатитовых расплавов соответствовал однородному хондритовому резервуару, хотя по начальному изотопному составу Sr этот источник смещался от хондритового резервуара с интегрированным во времени эффектом возросшего Rb/Sr отношения. Предполагается, что Sm-Nd изотопная система источника карбонатитов была инертной и обозначила длительное накопление радиогенных изотопов Nd в источнике недифференцированной мантии, тогда как компоненты Rb-Sr изотопной системы быстро менялись и, как следствие, начальное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ оказалось смещенным от состава недифференцированной мантии.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят А.С. Мехоношина и С.А. Сасима за конструктивные замечания, способствующие улучшению содержания статьи. Аналитические исследования пород в основном проводились в 2012 г. Для анализа микроэлементов использовался квадрупольный масс-спектрометр Agilent 7500ce ЦКП «Ультрамикрoанализ» (аналитик Чебыкин А.П., пробоподготовка М.Е. Марковой), для анализа изотопов – масс-спектрометр Finnigan MAT 262 ЦКП ИНЦ РАН (аналитик Н.Н. Фелелов, пробоподготовка Е.В. Сараниной). Силикатный состав пород получен методами химического анализа в ИЗК СО РАН (аналитики: Г.В. Бондарева и М.М. Самойленко).

8. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Образцы пород серии Чхотаудепур, карта с их местоположением и введение в геологию территории представлены К.Р. Хари. Основной текст подготовлен С.В. Рассказовым, Т.А. Ясныгиной, И.С. Чувашовой и Е.В. Сараниной и скорректирован К.Р. Хари.

Rock samples of the Chhotaudepur series, a map with their locations, and an introduction to the geology of the area are presented by K.R. Hari. The main text was prepared by S.V. Rasskazov, T.A. Yasygina, I.S. Chuvashova, and E.V. Saranina and was corrected by K.R. Hari.

9. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Ackerman L., Magna T., Rappich V., Upadhyay D., Krátký O., Čejková B., Erban V., Kochergina Y.V., Hrstka T., 2017. Contrasting Petrogenesis of Spatially Related Carbonatites from Samalpatti and Sevattur, Tamil Nadu, India. *Lithos* 284–285, 257–275. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.03.029>.

Aranha M., Porwal A., González-Álvarez I., 2023. Indian Carbonatites in the Global Tectonic Context. *Ore and Energy Resource Geology* 15, 100023. <https://doi.org/10.1016/j.oreoa.2023.100023>.

Banerjee A., Chakrabarti R., 2019. A Geochemical and Nd, Sr and Stable Ca Isotopic Study of Carbonatites and Associated Silicate Rocks from the ~65 Ma Old Ambadongar Carbonatite Complex and the Phenai Mata Igneous Complex, Gujarat, India: Implications for Crustal Contamination, Carbonate Recycling, Hydrothermal Alteration and Source-Mantle Mineralogy. *Lithos* 326–327, 572–585. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.01.007>.

Basu A.R., Renne P.R., Dasgupta D.K., Teichmann F., Poreda R.J., 1993. Early and Late Alkali Igneous Pulses and a High- ^3He Plume Origin for the Deccan Flood Basalts. *Science* 261 (5123), 902–906. <https://doi.org/10.1126/science.261.5123.902>.

Beck R.A., Burbank D.W., Sercombe W.J., Riley G.W., Barndt J.K., Berry J.R., Afzal J., Khan A.M., Jurgen H. et al., 1995. Stratigraphic Evidence for an Early Collision between Northwest India and Asia. *Nature* 373, 55–58. <https://doi.org/10.1038/373055a0>.

Blichert-Toft J., Zanda B., Ebel D.S., Albarède F., 2010. The Solar System Primordial Lead. *Earth and Planetary Science Letters* 300 (1–2), 152–163. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.10.001>.

Carlson R.W., Hart W.K., 1988. Flood Basalt Volcanism in Northwestern United States. In: J.D. MacDougall (Ed.), *Continental Flood Basalts*. Springer, Dordrecht, p. 35–62. https://doi.org/10.1007/978-94-015-7805-9_2.

Chalapathi Rao N.V., Dharma Rao C.V., Das S., 2012. Petrogenesis of Lamprophyres from Chhota Udepur Area, Narmada Rift Zone, and Its Relation to Deccan Magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 45, 24–39. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.09.009>.

Chalapathi Rao N.V., Lehmann B., 2011. Kimberlites, Flood Basalts and Mantle Plumes: New Insights from the Deccan Large Igneous Province. *Earth-Science Reviews* 107 (3–4), 315–324. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.04.003>.

Chandrasekharam D., Mahoney J.J., Sheth H.C., Duncan R.A., 1999. Elemental and Nd-Sr-Pb Isotope Geochemistry of Flows and Dikes from the Tapi Rift, Deccan Flood Basalt Province, India. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 93 (1–2), 111–123. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00081-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00081-5).

Dawson J., 1983. Kimberlites and Xenoliths in Them. Mir, Moscow, 306 p. (in Russian) [Дюсон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 306 с.].

DePaolo D.J., 1988. Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction. Springer, Berlin, Heidelberg, 187 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-48916-7>.

DePaolo D.J., Wasserburg G.J., 1976. Nd Isotopic Variations and Petrogenetic Models. *Geophysical Research Letters* 3 (5), 249–252. <https://doi.org/10.1029/GL003i005p00249>.

Dhote P., Bhan U., Verma D., 2021. Genetic Model of Carbonatite Hosted Rare Earth Elements Mineralization from Ambadongar Carbonatite Complex, Deccan Volcanic Province, India. *Ore Geology Reviews* 135, 104215. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104215>.

Dickin A.P., 2018. Radiogenic Isotope Geology. Third Edition. Cambridge University Press, 492 p. <https://doi.org/10.1017/9781316163009>.

Ding Ch., Zhao B., Dai P., Li D., Zhang Zh., Sun R., Wei P., Liu Q., Li D., 2022. Geochronology, Geochemistry and Sr-Nd-Pb-Hf Isotopes of the Alkaline-Carbonatite Complex in the Weishan REE Deposit, Luxi Block: Constraints on the Genesis and Tectonic Setting of the REE Mineralization. *Ore Geology Reviews* 147, 104996. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104996>.

Doroshkevich A.G., Viladkar S.G., Ripp G.S., Burtseva M.V., 2009. Hydrothermal REE Mineralization in the Amba Dongar Carbonatite Complex, Gujarat, India. *The Canadian Mineralogist* 47 (5), 1105–1116. <https://doi.org/10.3749/canmin.47.5.1105>.

Dupuy C., Liotaed J.M., Dostal J., 1992. Zr/Hf Fractionation in Interplate Basaltic Rocks: Carbonate Metasomatism in the Mantle Source. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56 (6), 2417–2423. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90198-R](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90198-R).

Faure G., 1989. *Fundamentals of Isotope Geology*. Mir, Moscow, 590 p. (in Russian) [Фоп Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.].

Faure G., 2001. *Origin of Igneous Rocks. The Isotopic Evidence*. Springer, Berlin, Heidelberg, 496 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-04474-2>.

Foulger G.R., 2010. *Plates vs. Plumes: A Geological Controversy*. Wiley-Blackwell, Chichester, 364 p. <https://doi.org/10.1002/9781444324860>.

Gwalani L.G., Fernandez S., Karanth R.V., Demeny A., Chang W.-J., Avasia R.K., 1994. Alkaline and Tholeiitic Dyke Swarm Associated with Amba Dongar and Phenai Mata Complexes, Chhota Udaipur Alkaline Sub-Province, Western India. *Memoirs of the Geological Survey of India* 33, 391–424.

Gwalani L.G., Rock N.M.S., Chang W.-J., Fernandez S., Allegre C.J., Prinzhofer A., 1993. Alkaline Rocks and Carbonatites of Amba Dongar and Adjacent Areas, Deccan Igneous Province, Gujarat, India: 1. Geology, Petrography and Petrochemistry. *Mineralogy and Petrology* 47, 219–253. <https://doi.org/10.1007/BF01161569>.

Hari K.R., Chalapathi Rao N.V., Swarnkar V., 2011. Petrogenesis of Gabbro and Orthopyroxene Gabbro from the Phenai Mata Igneous Complex, Deccan Volcanic Province: Products of Concurrent Assimilation and Fractional Crystallization. *Journal of the Geological Society of India* 78, 501–509. <https://doi.org/10.1007/s12594-011-0126-0>.

Hari K.R., Chalapathi Rao N.V., Swarnkar V., Hou G., 2014. Alkali Feldspar Syenites with Shoshonitic Affinities from Chhotaudepur Area: Implication for Mantle Metasomatism in the Deccan Large Igneous Province. *Geoscience Frontiers* 5 (2), 261–276. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.06.007>.

Hari K.R., Swarnkar V., 2011. Petrogenesis of Basaltic and Doleritic Dykes from Kawant, Chhotaudepur Province, Deccan Traps. In: R.K. Srivastava (Ed.), *Dyke Swarms: Keys for Geodynamic Interpretation*. Springer, p. 283–299. https://doi.org/10.1007/978-3-642-12496-9_17.

Hauri E.H., Whitehead J.A., Hart S.R., 1994. Fluid Dynamic and Geochemical Aspects of Entrainment in Mantle Plumes. *Journal of Geophysical Research* 99 (B12), 24275–24300. <https://doi.org/10.1029/94JB01257>.

Hofmann C., Féraud G., Courtillot V., 2000. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating of Mineral Separates and Whole Rocks from the Western Ghats Lava Pile: Further Constraints on Duration and Age of the Deccan Traps. *Earth and Planetary Science Letters* 180 (1–2), 13–27. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00159-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00159-X).

Homrighausen S., Hoernle K., Hauff F., Geldmacher J., Wartho J.-A., Van Den Bogaard P., Garbe-Schönberg D., 2018. Global Distribution of the HIMU End Member: Formation through Archean Plume-Lid Tectonics. *Earth-Science Reviews* 182, 85–101. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.04.009>.

- Khan S.D., Stern R.J., Manton M.I., Copeland P., Kimura J.I., Khan M.A., 2004. Age, Geochemical and Sr-Nd-Pb Isotopic Constraints for Mantle Source Characteristics and Petrogenesis of Teru Volcanics, Northern Kohistan Terrane, Pakistan. *Tectonophysics* 393 (1–4), 263–280. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.038>.
- Knight K.B., Renne P.R., Halkett A., White N., 2003. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating of the Rajahmundry Traps, Eastern India and Their Relationship to the Deccan Traps. *Earth and Planetary Science Letters* 208 (1–2), 85–99. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01154-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01154-8).
- Konev A.A., Vorob'ev E.I., Lazebnik K.A., 1996. Mineralogy of the Murun Alkaline Massif. Publishing House of SPC UIGGM SB RAS, Novosibirsk, 222 p. (in Russian) [Конеv A.A., Воробьев E.И., Лазебник K.A. Минералогия Мурунского щелочного массива. Новосибирск: Изд-во НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1996. 222 с.].
- Krishnamurthy P., 2019. Carbonatites of India. *Journal of the Geological Society of India* 94, 117–138. <https://doi.org/10.1007/s12594-019-1281-y>.
- Kumar S., 1996. Geochemical Specialization of Phenai Mata Igneous Complex, Baroda District, Gujarat. *Journal of Scientific Research* 46, 207–218.
- Kumar A., Gopalan K., 1991. Precise Rb-Sr Age and Enriched Mantle Source of the Sevattur Carbonatites, Tamil Nadu, South India. *Current Science* 60 (11), 653–655.
- Lehman B., Burgess R., Frei D., Belyatsky B., Mainkar D., Chalapathi Rao N.V., Heaman L.M., 2010. Diamondiferous Kimberlites in Central India Synchronous with Deccan Flood Basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 290 (1–2), 142–149. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.12.014>.
- Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Sethna S.F., 1987. Petrogenesis of Rhyolites and Trachytes from the Deccan Trap: Sr, Nd and Pb Isotope and Trace Element Evidence. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 95, 44–54. <https://doi.org/10.1007/BF00518029>.
- MacDonald G.A., Katsura T., 1964. Chemical Composition of Hawaiian Lavas. *Journal of Petrology* 5 (1), 82–133. <https://doi.org/10.1093/petrology/5.1.82>.
- Mahapatro S.N., Meshram T., Korakappa M., 2023. Mineralogy of Pakkanadu Carbonatites and Associated Rocks, South India: Constraints on Evolution and Evidences for REE Enrichment. *Mineralogy and Petrology* 117, 595–617. <https://doi.org/10.1007/s00710-023-00843-0>.
- Mahoney J.J., Duncan R.A., Khan W., Gnos E., McCormick G.R., 2002. Cretaceous Volcanic Rocks of the South Tetyan Suture Zone, Pakistan: Implications for the Reunion Hotspot and Deccan Traps. *Earth and Planetary Science Letters* 203 (1), 295–310. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00840-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00840-3).
- Mahoney J.J., Macdougall J.D., Lugmair G.W., Gopalan K., Krishnamurthy P., 1985. Origin of Contemporaneous Tholeiitic and K-Rich Alkalic Lavas: A Case Study from the Northern Deccan Plateau, India. *Earth and Planetary Science Letters* 72 (1), 39–53. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90115-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90115-3).
- Mainkar D., Lehmann B., 2007. The Diamondiferous Behradih Kimberlite Pipe, Mainpur Kimberlite Field, Chhattisgarh, India: Reconnaissance Petrography and Geochemistry. *Journal of Geological Society of India* 69 (3), 547–552.
- Makhotkin I.L., Arakelyants M.M., Vladykin N.V., 1989. Age of Lamproites of the Aldan Province. *Doklady of the USSR Academy of Sciences* 306 (3), 703–707 (in Russian) [Махоткин И.Л., Аракелянц М.М., Владыкин Н.В. О возрасте лампроитов Алданской провинции // Доклады АН СССР. 1989. Т. 306. № 3. С. 703–707].
- McDonough W.F., Sun S.-S., 1995. The Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120 (3–4), 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- McLoughlin S., 2001. The Breakup History of Gondwana and Its Impact on Pre-Cenozoic Floristic Provincialism. *Australian Journal of Botany* 49 (3), 271–300. <https://doi.org/10.1071/BT00023>.
- Melluso L., Mahoney J.J., Dallai L., 2006. Mantle Sources and Crustal Input as Recorded in High-Mg Deccan Traps Basalts of Gujarat (India). *Lithos* 89 (3–4), 259–274. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.12.007>.
- Melluso L., Sethna S.F., D'Antonio M., Javeri P., Bennio L., 2002. Geochemistry and Petrogenesis of Sodic and Potassic Mafic Alkaline Rocks in the Deccan Volcanic Province, Mumbai Area (India). *Mineralogy and Petrology* 74, 323–342. <https://doi.org/10.1007/s007100200009>.
- Mirnejad H., Bell K., 2006. Origin and Source Evolution of the Leucite Hills Lamproites: Evidence from Sr-Nd-Pb-O Isotopic Compositions. *Journal of Petrology* 47 (12), 2463–2489. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl051>.
- Mitchell R.H., Smith C.B., Vladykin N.V., 1994. Isotopic Composition of Strontium and Neodymium in Potassic Rocks of the Little Murun Complex, Aldan Shield, Siberia. *Lithos* 32 (3–4), 243–248. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(94\)90042-6](https://doi.org/10.1016/0024-4937(94)90042-6).
- Moralev V.M., Voronovski S.N., Borodin L.S., 1975. New Findings about the Age of Carbonatites and Syenites from Southern India. *Doklady of the Academy of Sciences of the USSR. Earth Science Sections* 222, 46–48.
- Pandey R., Pandey A., Chalapathi Rao N.V., Belyatsky B., Choudhary A.K., Lehmann B., Pandit D., Dhote P., 2019. Petrogenesis of End-Cretaceous/Early Eocene Lamprophyres from the Deccan Large Igneous Province: Constraints on Plume-Lithosphere Interaction and the Post-Deccan Lithosphere-Asthenosphere Boundary (LAB) beneath NW India. *Lithos* 346–347, 105139. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.07.006>.
- Pandit M.K., Sial A.N., Sukumaran G.B., Pimentel M.M., Ramasamy A.K., Ferreira V.P., 2002. Depleted and Enriched Mantle Sources for Paleo- and Neoproterozoic Carbonatites of Southern India: Sr, Nd, C–O Isotopic and Geochemical Constraints. *Chemical Geology* 189 (1–2), 69–89. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00136-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00136-5).
- Panina L.I., Vladykin N.V., 1994. Lamproites of the Murun Massif and Their Genesis. *Russian Geology and Geophysics* 35 (12), 100–113 (in Russian) [Панина Л.И., Владыкин Н.В. Лампроиты Мурунского массива и их генезис // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 12. С. 100–113].
- Paul D.K., Ray A., Das B., Patil Sh.K., Biswas S.K., 2008. Petrology, Geochemistry and Paleomagnetism of the Earliest

Magmatic Rocks of Deccan Volcanic Province, Kutch, North-west India. *Lithos* 102 (1–2), 237–259. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.08.005>.

Peng Z.X., Mahoney J.J., Vanderkluyzen L., Hooper P.R., 2014. Sr, Nd and Pb Isotopic and Chemical Compositions of Central Deccan Traps Lavas and Relation to Southwestern Deccan Stratigraphy. *Journal of Asian Earth Sciences* 84, 83–94. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.10.025>.

Rampilova M., Doroshkevich A., Viladkar S., Zubakova E., 2021. Mineralogy of Dolomite Carbonatites of Sevathur Complex, Tamil Nadu, India. *Minerals* 11 (4), 355. <https://doi.org/10.3390/min11040355>.

Randive K., Meshram T., 2020. An Overview of the Carbonatites from the Indian Subcontinent. *Open Geoscience* 12 (1), 85–116. <https://doi.org/10.1515/geo-2020-0007>.

Rasskazov S.V., 2001. Cenozoic Magmatism of Extension Zones and Hot Spots of East Africa and Central Asia. In: N.V. Vladykin (Ed.), *Alkaline Magmatism and the Problems of Mantle Sources*. Proceedings of the 1st International Workshop. ISTU Publishing House, Irkutsk, p. 78–95 (in Russian) [Рассказов С.В. Кайнозойский магматизм зон растяжения и горячих пятен Восточной Африки и Центральной Азии // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников: Труды I международного семинара / Ред. Н.В. Владыкин. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2001. С. 78–95].

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., 2013. Global and Regional Expressions of Recent Geodynamic Stage. *Bulletin of the Moscow Society of Naturalists. Geological Section* 88 (4), 21–35 (in Russian) [Рассказов С.В., Чувашова И.С. Глобальное и региональное выражение новейшего геодинамического этапа // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2013. Т. 88. № 4. С. 21–35].

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V., 2012. Potassic and Potassic-Sodic Volcanic Series in the Cenozoic of Asia. *GEO, Novosibirsk*, 351 p. (in Russian) [Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: Гео, 2012. 351 с.].

Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., 2020. Mantle Evolution of Asia Inferred from Pb Isotopic Signatures of Sources for Late Phanerozoic Volcanic Rocks. *Minerals* 10 (9), 739. <https://doi.org/10.3390/min10090739>.

Ray J.S., Pande K., Pattanayak S.K., 2003. Evolution of Amba Dongar Carbonatite Complex: Constraints from ^{40}Ar - ^{39}Ar Chronologies of the Inner Basalt and an Alkaline Plug. *International Geological Review* 45 (9), 857–862. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.45.9.857>.

Ray J.S., Ramesh R., Pande K., Trivedi J.R., Shukla P.N., Patel P.P., 2000a. Isotope and Rare Earth Element Chemistry of Carbonatite Alkaline Complexes of Deccan Volcanic Province: Implications to Magmatic and Alteration Processes. *Journal of Asian Earth Sciences* 18 (2), 177–194. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(99\)00030-9](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(99)00030-9).

Ray J.S., Shukla P.N., 2004. Trace Element Geochemistry of Amba Dongar Carbonatite Complex, India: Evidence for

Fractional Crystallization and Silicate-Carbonate Melt Immiscibility. *Journal of Earth System Science* 113, 519–531. <https://doi.org/10.1007/BF02704020>.

Ray J.S., Trivedi J.R., Dayal A.M., 2000b. Strontium Isotope Systematics of Amba Dongar and Sung Valley Carbonatite-Alkaline Complexes, India: Evidence for Liquid Immiscibility, Crustal Contamination and Long-Lived Rb/Sr Enriched Mantle Sources. *Journal of Asian Earth Sciences* 18 (5), 585–594. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(99\)00072-3](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(99)00072-3).

Sarkar S., Giuliani A., Dalton H., Phillips D., Ghosh S., Misev S., Maas R., 2023. Derivation of Lamproites and Kimberlites from a Common Evolving Source in the Convective Mantle: The Case for Southern African 'Transitional Kimberlites'. *Journal of Petrology* 64 (7), egad043. <https://doi.org/10.1093/petrology/egad043>.

Schleicher H., Kramm U., Pernicka E., Schidlowski M., Schmidt F., Subramanian V., Todt W., Viladkar S.G., 1998. Enriched Subcontinental Upper Mantle beneath Southern India: Evidence from Pb, Nd, Sr, and C–O Isotopic Studies on Tamil Nadu Carbonatites. *Journal of Petrology* 39 (10), 1765–1785. <https://doi.org/10.1093/ptro/39.10.1765>.

Schleicher H., Todt W., Viladkar S.G., Schmidt F., 1997. Pb/Pb Age Determinations on the Newania and Sevattur Carbonatites of India: Evidence for Multi-Stage Histories. *Chemical Geology* 140 (3–4), 261–273. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00022-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00022-3).

Semenov E., Gopal V., Subramanian V., 1971. A Note on the Occurrence of Benstonite, a Carbonate of Calcium and Barium from the Carbonatite Complex at Jogipatti, near Samalpatti, Dharmapuri District, Tamil Nadu. *Current Science* 40 (10), 254–256.

Sen G., Bizimis M., Das R., Paul D.K., Ray A., Biswas S., 2009. Deccan Plume, Lithosphere Rifting, and Volcanism in Kutch, India. *Earth and Planetary Science Letters* 277 (1–2), 101–111. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.10.002>.

Sheth H.C., 2005. Were the Deccan Flood Basalts Derived in Part from Ancient Oceanic Crust within the Indian Continental Lithosphere? *Gondwana Research* 8 (2), 109–127. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)71112-6](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71112-6).

Sheth H.C., Chandrasekharam D., 1997. Plume-Rift Interaction in the Deccan Volcanic Province. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 99 (3–4), 179–187. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(96\)03220-7](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(96)03220-7).

Sheth H.C., Melluso L., 2008. The Mount Pavagadh Volcanic Suite, Deccan Traps: Geochemical Stratigraphy and Magmatic Evolution. *Journal of Asian Earth Sciences* 32 (1), 5–21. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2007.10.001>.

Sheth H.C., Pande K., Bhutani R., 2001a. ^{40}Ar - ^{39}Ar Ages of Bombay Trachytes: Evidence for a Paleocene Phase of Deccan Volcanism. *Geophysical Research Letters* 28 (18), 3513–3516. <https://doi.org/10.1029/2001GL012921>.

Sheth H.C., Pande K., Bhutani R., 2001b. ^{40}Ar - ^{39}Ar Age of a National Geological Monument: The Gilbert Hill Basalt, Deccan Traps, Bombay. *Current Science* 80 (11), 1437–1440.

Simonetti A., Bell K., Viladkar S.G., 1995. Isotopic Data from the Amba Dongar Carbonatite Complex, West-Central

India: Evidence for an Enriched Mantle Source. *Chemical Geology* 122 (1–4), 185–198. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00004-6](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00004-6).

Simonetti A., Goldstein S.L., Schmidberger S.S., Viladkar S.G., 1998. Geochemical and Nd, Pb, and Sr Isotope Data from Deccan Alkaline Complexes – Inferences for Mantle Sources and Plume–Lithosphere Interaction. *Journal of Petrology* 39 (11–12), 1847–1964. <https://doi.org/10.1093/petrology/39.11.1847>.

Srivastava R.K., 1997. Petrology, Geochemistry and Genesis of Rift-Related Carbonatites of Ambadungar, India. *Mineralogy and Petrology* 61, 47–66. <https://doi.org/10.1007/BF01172477>.

Srivastava R.K., 1998. Petrology of the Proterozoic Alkaline Carbonatite Complex of Samalpatti, District Dharmapuri, Tamil Nadu. *Journal of Geological Society of India* 51 (2), 233–244.

Srivastava R.K., Mohan A., Ferreira Filho C.F., 2005. Hot-Fluid Driven Metasomatism of Samalpatti Carbonatites, South India: Evidence from Petrology, Mineral Chemistry, Trace Elements and Stable Isotope Compositions. *Gondwana Research* 8 (1), 77–85. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70264-1](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70264-1).

Vijayan A., Sheth H., Sharma K.K., 2016. Tectonic Significance of Dykes in the Sarnu-Dandali Alkaline Complex, Rajasthan, Northwestern Deccan Traps. *Geoscience Frontiers* 7 (5), 783–791. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.09.004>.

Viladkar S.G., 1984. Alkaline Rocks Associated with the Carbonatites of Amba Dongar, Chhota Udaipur, Gujarat, India. *The Indian Mineralogist*, 130–135.

Viladkar S.G., Gittins J., 2016. Trace Elements and REE Geochemistry of Siriwasan Carbonatite, Chhota Udaipur, Gujarat. *Journal of the Geological Society of India* 87, 709–715. <https://doi.org/10.1007/s12594-016-0443-4>.

Vladykin N.V., 1985. The First Occurrence of Lapmpoites in the USSR. *Doklady of the USSR Academy of Sciences* 280 (3), 718–722 (in Russian) [Владыкин Н.В. Первая находка лампроитов в СССР // Доклады АН СССР. 1985. Т. 280. № 3. С. 718–722].

Vladykin N.V., 2005. Geochemistry of Sr and Nd Isotopes of Alkaline and Carbonatite Complexes of Siberia and Mongolia and Some Geodynamic Consequences. In: N.V. Vladykin (Ed.), *Problems of Sources of Deep Magmatism and Plumes*. Proceedings of the V International Workshop. Vol. 2. Publishing House of Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, p. 13–30 (in Russian) [Владыкин Н.В., 2005. Геохимия изотопов Sr и Nd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы: Труды V Международного семинара / Ред. Н.В. Владыкин. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2005. Вып. 2. С. 13–30].

Vladykin N.V., 2009. Potassium Alkaline Lamproite-Carbonatite Complexes: Petrology, Genesis, and Ore Reserves.

Russian Geology and Geophysics 50 (12), 1119–1128. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2009.11.010>.

Vladykin N.V., 2021. Answer to the Criticism of Prof. R. Mitchell Article "Types of Carbonatites: Geochemistry, Genesis and Mantle Sources" Published in *Lithos* 386–387, 2021. *Lithos* 404–405, 106383. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106383>.

Vladykin N.V., Pirajno F., 2021. Types of Carbonatites: Geochemistry, Genesis and Mantle Sources. *Lithos* 386–387, 105982. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.105982>.

Vladykin N.V., Tsaruk I.I., 2003. Geology, Chemistry and Genesis of Ba–Sr-Bearing ("Benstonite") Carbonatites of the Murun Massif. *Russian Geology and Geophysics* 44 (4), 325–339.

Vladykin N.V., Viladkar S.G., Miyazaki T., Mohan R.V., 2003. Chemical Composition of Carbonatites of Tamil Nadu Massif (South India) and Problem of "Benstonite" Carbonatites. In: *Plumes and Problems of Deep Sources of Alkaline Magmatism*. Proceedings of the International Workshop. ISTU Publishing House, Irkutsk, p. 130–154.

Vladykin N.V., Viladkar S.G., Miyazaki T., Mohan R.V., 2008. Geochemistry of Benstonite and Associated Carbonatites of Sevathur, Jogipatti and Samalpatti, Tamil Nadu, South India and Murun Massif, Siberia. *Journal of Geological Society of India* 72 (3), 312–324.

Vollmer R., Ogden P., Schilling J.G., Kingsley R.H., Wagoner D.G., 1984. Nd and Sr Isotopes in Ultrapotassic Volcanic Rocks from the Leucite Hills, Wyoming. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 87, 359–368. <https://doi.org/10.1007/BF00381292>.

Vorob'ev E.I., 2001. Strontium-Barium Carbonatites of the Murun Massif (Eastern Siberia, Russia). *Geology of Ore Deposits* 43 (6), 524–539 (in Russian) [Воробьев Е.И. Стронций-бариевые карбонатиты Мурунского массива (Восточная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 6. С. 524–539].

Vorob'ev E.I., Konev A.A., Malshonok Yu.D., Afonina G.G., Feoktistova L.P., Piskunova L.F., 1992. Mineralogical Features of Strontium-Barium (Benstonite) Carbonatites as a New Type of Ore. In: *Applied Mineralogy of Eastern Siberia*. ISU Publishing House, Irkutsk, p. 102–116 (in Russian) [Воробьев Е.И., Конев А.А., Мальшонок Ю.Д., Афонина Г.Г., Феоктистова Л.П., Пискунова Л.Ф. Минералогические особенности стронций-бариевых (бенстонитовых) карбонатитов как нового типа руд // Прикладная минералогия Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во ИГУ, 1992. С. 102–116].

Wang Ch., Liu J., Zhang H., Zhang X., Zhang D., Xi Zh., Wang Z., 2019. Geochronology and Mineralogy of the Weishan Carbonatite in Shandong Province, Eastern China. *Geoscience Frontiers* 10 (2), 769–785. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.07.008>.

Zindler A., Hart S., 1986. Chemical geodynamics. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science* 14, 493–571. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

Таблица 1.1. Содержания петрогенных оксидов и микроэлементов и изотопные отношения Sr и Nd в породах комплекса Чхотаудепур, Западная Индия

Table 1.1. Contents of major oxides and trace elements and Sr and Nd isotope ratios in rocks of the Chhotaudepur complex, Western India

Образец	1	2	3	4	5	6	7
	RPV-2	RCD-7	RCD-8	RCD-9	RCD-10	RCD-11	RCD-21
Порода	АБ	Базальт	Базальт	Базальт	Базальт	Базальт	Базальт
SiO ₂ , мас. %	50.55	47.53	48.03	47.63	47.14	47.33	46.74
TiO ₂	2.19	2.38	2.25	2.51	2.45	2.21	1.92
Al ₂ O ₃	12.42	12.50	14.16	13.82	13.77	13.78	15.13
Fe ₂ O ₃	4.48	3.92	4.51	5.26	5.56	4.45	4.30
FeO	6.36	8.01	6.60	6.50	6.04	6.67	5.93
MnO	0.15	0.18	0.16	0.18	0.16	0.16	0.14
MgO	7.52	8.61	7.36	6.73	7.06	7.45	8.57
CaO	10.38	10.39	10.62	10.59	10.74	11.29	11.18
Na ₂ O	2.09	2.08	2.17	2.28	2.18	2.27	2.18
K ₂ O	1.32	0.87	0.91	0.96	0.88	0.85	0.41
P ₂ O ₅	0.26	0.30	0.29	0.32	0.30	0.26	0.20
H ₂ O	0.73	0.40	0.31	0.84	1.00	0.33	0.57
П.п.п.	1.50	2.52	2.47	2.32	2.42	2.92	3.06
Сумма	99.95	99.70	99.85	99.94	99.69	99.97	100.33
Li, мкг/г	6.0	12.2	8.2	8.2	7.1	7.6	9.1
Be	1.3	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.0
Sc	35.6	36.8	32.8	31.6	33.5	32.5	26.3
V	332	324	289	329	330	305	238
Cr	374	345	281	207	228	312	298
Co	47	51	44	44	45	52	51
Ni	143	150	166	91	103	115	98
Cu	240	119	н. о.	118	229	106	41
Zn	161	133	н. о.	108	155	135	129
Ga	19	19	18	20	20	19	18
Rb	43.0	21.1	20.5	22.4	20.7	19.3	7.3
Sr	327	344	350	381	376	365	369
Y	26.6	27.8	26.8	29.4	27.4	26.0	21.5
Zr	167	177	178	185	182	166	127
Nb	27.1	28.7	28.0	31.5	29.8	28.1	19.7
Cs	0.64	1.20	1.25	0.45	0.42	0.54	2.82
Ba	336	245	244	268	246	245	220
La	29.4	26.0	25.9	28.9	27.2	25.8	19.7
Ce	63.8	56.9	57.1	63.1	59.8	56.0	42.7
Pr	7.85	7.16	7.16	7.89	7.36	6.99	5.50
Nd	30.8	29.1	29.0	31.7	29.6	27.8	22.5
Sm	6.33	6.41	6.39	6.86	6.53	6.17	5.04
Eu	1.94	2.10	2.05	2.24	2.12	2.03	1.77
Gd	6.37	6.42	6.50	6.93	6.62	6.34	5.02
Tb	0.96	0.98	0.99	1.07	0.99	0.95	0.81
Dy	5.18	5.34	5.36	5.77	5.42	5.12	4.34
Ho	1.06	1.10	1.08	1.17	1.11	1.05	0.91
Er	2.70	2.67	2.70	2.92	2.72	2.60	2.21
Tm	0.39	0.38	0.39	0.42	0.39	0.37	0.32
Yb	2.31	2.26	2.42	2.56	2.30	2.17	1.90
Lu	0.36	0.37	0.35	0.39	0.37	0.34	0.29
Hf	4.44	4.49	4.75	4.94	4.77	4.41	3.38
Ta	1.84	1.76	1.79	2.07	1.86	1.73	1.25
Pb	10.0	3.3	н. о.	3.3	10.7	7.2	2.5
Th	7.2	4.2	4.6	5.0	4.7	4.4	2.9
U	1.48	0.94	1.04	1.09	1.04	1.05	0.74
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.709497	0.705756	0.705732	0.705710	0.705730	0.705753	0.706618
2σ (Sr)	0.000012	0.000009	0.000012	0.000017	0.000009	0.000013	0.000009
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.709149	0.705594	0.705577	0.705555	0.705584	0.705613	0.706566
¹⁴⁴ Nd/ ¹⁴³ Nd	0.512425	0.512688	0.512691	0.512698	0.512685	0.512702	0.512654
2σ (Nd)	0.000011	0.000007	0.000007	0.000013	0.000007	0.000011	0.000010
(¹⁴⁴ Nd/ ¹⁴³ Nd) _i	0.512369	0.512628	0.512631	0.512639	0.512625	0.512642	0.512593

Таблица 1.1 (продолжение)

Table 1.1 (continued)

Образец	8	9	10	11	12	13	14
	RPV-4	RCD-22	RCD-27	RCD-30	RCD-29	RCD-33A	RCD-33B
Порода	Базальт	Базальт	Фонолит	Фонидит	ФТ	Базальт	Базанит
SiO ₂ , мас. %	47.13	45.42	51.47	50.81	47.28	41.69	45.02
TiO ₂	1.82	2.22	0.57	0.55	2.15	1.25	2.65
Al ₂ O ₃	10.40	10.05	20.33	21.32	17.72	13.02	13.29
Fe ₂ O ₃	4.00	3.78	3.64	2.54	4.65	4.41	5.89
FeO	7.19	8.47	2.17	2.21	4.03	5.74	4.29
MnO	0.17	0.18	0.25	0.17	0.18	0.17	0.19
MgO	13.43	12.85	0.48	0.26	3.31	8.24	5.77
CaO	10.44	11.18	3.00	3.03	6.94	13.21	11.48
Na ₂ O	1.77	1.41	7.58	9.35	4.45	1.87	3.75
K ₂ O	0.80	0.64	5.89	6.98	4.29	1.42	2.72
P ₂ O ₅	0.19	0.24	0.12	0.08	0.65	0.41	0.76
H ₂ O ⁻	0.59	0.34	0.22	0.12	0.30	0.41	0.14
П.п.п.	2.21	2.98	4.36	2.24	3.98	7.95	3.68
Сумма	100.14	99.75	100.08	99.66	99.93	99.79	99.63
Li, мкг/г	5.7	13.7	24.7	16.7	24.1	7.2	17.3
Be	1.0	1.0	6.6	5.1	3.1	1.1	3.0
Sc	36.5	40.8	2.2	1.9	11.4	31.8	24.0
V	290	328	103	104.7	188	254	309
Cr	854	812	12.6	5.8	21	407	102
Co	64	66	3.5	3.5	20	48	33
Ni	369	369	11	5.4	19	148	36
Cu	115	122	10	8.2	54	118	80
Zn	93	94	162	121.5	107	72	104
Ga	15	15	30	27.5	23	14	22
Rb	19.5	13.2	161.2	123.4	106.1	35.4	72.7
Sr	252	273	3007	3466.5	1768	777	1154
Y	21.3	22.4	11.4	10.0	32.2	23.5	34.2
Zr	135	162	883	511.5	486	137	378
Nb	19.2	23.9	272.4	171.9	154.3	59.4	120.5
Cs	0.56	5.75	0.73	2.9	2.61	1.11	2.72
Ba	212	178	868	4517.7	2783	1015	1761
La	19.2	19.3	239.9	159.7	153.0	60.6	139.7
Ce	43.0	44.2	289.8	217.7	261.1	111.1	258.1
Pr	5.60	5.77	19.89	17.3	26.28	11.65	27.45
Nd	23.0	23.8	44.9	44.0	88.7	41.3	97.9
Sm	5.08	5.34	4.09	4.3	12.48	6.53	14.76
Eu	1.63	1.75	1.03	1.0	3.64	1.91	3.98
Gd	5.08	5.53	3.27	3.1	10.99	6.02	12.71
Tb	0.80	0.84	0.42	0.4	1.33	0.84	1.48
Dy	4.25	4.56	1.79	1.6	6.27	4.33	6.93
Ho	0.89	0.94	0.42	0.4	1.25	0.95	1.35
Er	2.20	2.31	0.99	0.9	3.19	2.51	3.34
Tm	0.31	0.32	0.16	0.1	0.46	0.38	0.47
Yb	1.85	1.88	1.06	1.0	2.77	2.38	2.80
Lu	0.28	0.30	0.19	0.2	0.44	0.39	0.43
Hf	3.69	4.28	11.46	7.0	9.70	3.25	8.59
Ta	1.33	1.60	4.78	4.5	9.87	3.16	7.44
Pb	6.1	3.0	н. о.	52.4	28.4	7.5	23.9
Th	3.8	2.9	86.0	32.2	36.6	9.6	27.8
U	0.91	0.71	20.89	9.4	6.44	1.87	5.76
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.707459	0.704588	0.707509	0.706494	0.707193	0.706369	0.707486
2σ (Sr)	0.000013	0.000011	0.000012	0.000011	0.000009	0.000011	0.000009
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.707255	0.704460	0.707367	0.706400	0.707034	0.706249	0.707320
¹⁴⁴ Nd/ ¹⁴³ Nd	0.512599	0.512217	0.512398	0.512400	0.512348	0.512344	0.512310
2σ (Nd)	0.000011	0.000011	0.000004	0.000007	0.000007	0.000009	0.000008
(¹⁴⁴ Nd/ ¹⁴³ Nd) _i	0.512539	0.512156	0.512628	0.512631	0.512639	0.512625	0.512642

Примечание. 1 – андезибазальт, 2–7 – оливиновые базальты, 8–9 – магнезиальные базальты, 10–11 – фонолиты и фонидиты, 12–14 – лампрофиры, АБ – андезибазальт, ФТ – фонотефрит. Начальные изотопные отношения пересчитаны на возраст 66 млн лет, н.о. – не определялось.

Note. 1 – andesibasalt, 2–7 – olivine basalts, 8–9 – Mg-basalts, 10–11 – phonolites and foidites, 12–14 – lamprophyres, АБ – andesibasalt, ФТ – phonotephrite. Initial isotope ratios are recalculated to an age of 66 Ma, н.о. – undetermined.

Таблица 1.2. Представительные составы карбонатитов Амба Донгар, Западная Индия**Table 1.2.** Representative compositions of Amba Dongar carbonatites, Western India

Образец	1	2	3	4	5	6	7
	2	3	4	5	ADP1c	ADP3c	ADP4a
Порода	Са карбонатит (сёвит)	Са карбонатит (альвикит)	Si-карбонатит	Fe-карбонатит	Са карбонатит	Са карбонатит	Fe карбонатит
SiO ₂ , мас. %	15.17	4.48	33.06	5.99	0.75	1.87	16.01
TiO ₂	0.30	0.31	0.68	0.88	0.07	0.04	0.15
Al ₂ O ₃	2.32	0.51	6.01	0.86	0.09	0.13	0.29
Fe ₂ O ₃	5.61	1.30	4.85	10.29	2.03*	1.79*	6.28*
FeO	1.88	0.71	1.83	3.49	н.о.	н.о.	н.о.
MnO	0.34	0.29	0.28	0.82	0.38	0.10	2.41
MgO	5.83	2.74	4.84	6.75	0.39	0.33	3.91
CaO	37.68	49.05	25.77	36.80	52.42	51.04	26.43
Na ₂ O	0.29	н.о.	1.75	н.о.	0.05	0.02	0.15
K ₂ O	0.20	н.о.	2.90	н.о.	0.01	0.08	0.01
P ₂ O ₅	0.22	0.31	0.73	0.69	1.85	3.11	4.42
H ₂ O ⁻	3.03	1.95	2.28	2.22	н.о.	н.о.	н.о.
CO ₂	25.56	38.56	16.52	31.49	н.о.	н.о.	н.о.
П.п.п.	28.59	40.51	18.81	33.71	40.44	37.52	17.57
Сумма	98.43	100.22	101.52	100.28	98.48	96.03	77.63
Be, мкг/г	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	7.8	2.3	15.7
Sc	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.5	3	1.5
V	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	423	292	9280
Cr	16	10	11	11	7.5	7.5	16
Co	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	8	12	2
Ni	22	13	19	14	17	10	11
Cu	60	53	52	63	1	1	1
Zn	12	14	8	16	182	30	884
Rb	19	18	26	43	9	9	10
Sr	4721	4072	2601	4989	2783	7473	4445
Y	111	105	106	223	334	156	133
Zr	235	211	227	99	48	86	77
Nb	341	229	425	255	85	392	54
Ba	2933	3869	2775	6235	12002	18345	10235
La	302	522	1148	1192	1670	387	12505
Ce	465	633	1758	1911	3033	711	13846
Pr	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	294	65.4	792
Nd	145	141	427	618	1015	227	1781
Sm	21.5	20.0	52.3	87	124	30.3	122
Eu	4.75	4.35	10.6	18	30.76	8.37	34.6
Gd	13.6	14.3	34.2	53.7	80.9	25.66	141
Tb	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	9.76	2.88	10.47
Dy	7.42	10.2	22.5	27.2	33.84	11.88	32.25
Ho	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	5.37	2.15	5.09
Er	4.12	6.0	11.8	13.4	12.02	5.50	18.2
Tm	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.17	0.73	2.08
Yb	3.05	3.84	8.39	7.95	5.81	4.38	11.7
Lu	0.51	0.56	0.59	1.28	0.67	0.60	1.33
Hf	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.51	2.31	2.1
Ta	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.15	9.59	0.15
Th	22	17.5	11.8	6.0	203	327	114
U	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.84	8.46	1.97

Примечание. 1–4 – [Srivastava, 1997], приведены средние содержания для основных типов пород, число анализов от 2 до 24; 5–7 – [Dhote et al., 2021], н.о. – не определялось, * – Fe₂O₃ общ.

Note. 1–4 – [Srivastava, 1997], there are presented average contents for the main types of rocks, the number of analyses is from 2 to 24; 5–7 – [Dhote et al., 2021], н.о. – undetermined, * – Fe₂O₃ tot.