

УДК 551.242:552.3(51)

РАННЕКАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ПРИОХОТСКОЙ СИСТЕМЫ ГРАБЕНОВ И СДВИГОВ

П.И. Федоров¹, В.Н. Смирнов², Е.С. Богомолов³, М.Н. Кондратьев²

¹Геологический институт РАН, 119017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

²Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,
685000, Магадан, ул. Портовая, 16, Россия

³ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

Изучен геохимический состав раннепалеоценовых базальтовых и андезитовых даек, приуроченных к линейным зонам Ланково-Омоловской системы сдвигов (Северное Приохотье) и базальтов Евдышревеемского вулканического поля, связанного с Охотско-Пенжинской системой разломов, в сравнении их с другими синхронными проявлениями базитового вулканизма: андезибазальтами и андезитами Гармандинского поля, изученными ранее, а также с позднемеловыми базальтами мыгдыкитской свиты Северного Приохотья, венчающими Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Изотопный состав Sr и Nd в дайках, распределение петрогенных и редких элементов с отношениями некогерентных элементов свидетельствуют о формировании вулканических тел в обстановке окраинно-континентального рифтогенеза, что подтверждается сочетанием в их составе деплетированных, внутриплитных и надсубдукционных геохимических характеристик. Подобное поведение элементов отражает многоэтапные процессы более раннего мезозойского надсубдукционного флюидного метасоматоза. Плавление древнего захороненного мелового слэба может объяснять появление таких «надсубдукционных» меток, как Nb-Ta отрицательные аномалии в изученных базальтоидах. Дайки андезитов отличаются более высокими изотопными отношениями Nd и низкими Sr, при более низких абсолютных концентрациях редких элементов и более выраженными аномалиями на спайдерграхмах.

Вулканизм, геохимия, рифтогенез, континентальные окраины, палеоцен, Северо-Охотский регион

THE EARLY CENOZOIC VOLCANISM OF THE NORTHERN OKHOTSK REGION SYSTEM OF GRABENS AND FAULTS

П.И. Федоров, В.Н. Смирнов, Е.С. Богомолов, М.Н. Кондратьев

We studied geochemical compositions of the early Paleocene basaltic and andesite dikes associated to linear zones of the Lankovo–Omolon shearing system (Northern Okhotsk region) and basalts of the Evdышревеем volcanic field associated to the Okhotsk–Penzhinsk fault system, and compared them to other synchronous manifestations of basic volcanism: andesibasalts and andesites of the studied earlier Garmanda field, as well as with the Late Cretaceous basalts of the Mygdykit Formation of the Northern Okhotsk region, roofing the Okhotsk–Chukotka volcanic belt. The isotopic composition of Sr and Nd in dikes, the distribution of major and trace elements with the ratios of noncoherent elements indicate the formation of volcanic bodies in the environment of continental margin rifting, which is confirmed by the combination of depleted, intraplate and above subduction geochemical features of their composition. Such behavior of the elements indicates multi-stage processes of the earlier Mesozoic supra-subduction fluid metasomatism. Melting of an ancient buried Cretaceous slab may explain the appearance of such “above subduction” marks as the Nb–Ta negative anomalies in the studied basalts. Andesite dikes are characterized by higher isotope ratios of Nd and lower Sr, with lower absolute concentrations of trace elements and more pronounced anomalies on spider plots.

Volcanism, geochemistry, rifting, continental margins, Paleocene, Northern Okhotsk Region

ВВЕДЕНИЕ

На рубеже позднего мела—палеогена изменение движения литосферных плит привело к смене субдукционной границы Азиатского континента на трансформную [Ханчук, Иванов, 1999], что привело к деструкции края континента по сдвигам и сбрососдвигам с образованием систем грабенов, со сдвиговых раздигов, составивших Восточно-Азиатский грабеновый пояс, протягивающийся от Восточной Чукотки до Индокитая [Варнавский, Малышев, 1986], а также к образованию многочисленных вулканических полей, сложенных преимущественно базальтоидами различного геохимического типа [Ханчук, Иванов, 1999; Федоров, 2006]. Ранее [Полин, Молл-Столкап, 1999; Федоров, Филатова, 1999; Ханчук, Иванов, 1999; и др.] были охарактеризованы петролого-геохимические признаки, позволяющие отличать

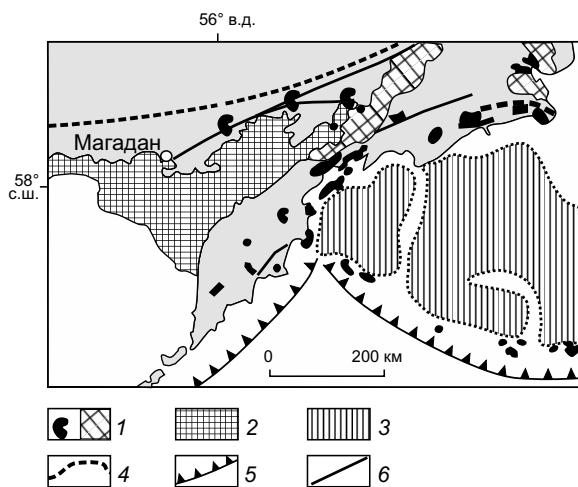


Рис. 1. Схема расположения ареалов кайнозойских вулканических пород внутриплитной геохимической специализации на северо-восточной окраине Азии, по [Федоров, 2006] с изменениями.

1 — площади распространения вулканитов внутриплитной геохимической специализации; 2 — кайнозойские впадины, депрессии; 3 — глубоководные котловины краевых морей; 4 — западная граница Восточно-Азиатского грабенового пояса ([Варнавский, Малышев, 1986] с изменениями); 5 — глубоководные желоба; 6 — тектонические нарушения.

вулканиты синсдвиговых зон растяжения от надсубдукционных вулканитов.

Так, общим свойством пород синсдвигового магматизма является их обогащение высокозарядными элементами относительно крупноионных, что при

дает им сходство с образованиями внутриплитных магматических серий. Вместе с тем степень обогащенности данными элементами различна в отдельных вулканических полях, а наличие выраженных Ta-Nb и Pb-Sr аномалий в базальтах большей части ареалов обуславливает их сходство с надсубдукционными вулканическими сериями активных континентальных окраин. Также часть базальтов близка по составу к MORB-типу. Таким образом, ассоциация вулканитов трансформных границ включает базальтоиды различных магматических серий, что предполагает участие в их генезисе нескольких магматических компонент источника, соотношение в которых океанической деплетированной, обогащенной внутриплитной и субдукционной часто меняется по площади в направлении от океана внутрь континента.

Исследованные в настоящей работе проявления раннекайнозойского постсубдукционного базитового вулканизма располагаются в северо-восточном сегменте Восточно-Азиатского грабенового пояса и связаны с формированием рифтогенных структур Северного Приохотья и Охотско-Пенжинской системы разрывных нарушений (рис. 1), отражающих геодинамические обстановки синсдвигового растяжения и контролирующих различные формы проявления вулканизма. Основной задачей исследования являлось изучение геохимического состава базальтовых комплексов оз. Мельдек (Туманский хребет) и Евдышевеемского вулканического поля, оценка природы их магматических источников, взаимодействия глубинных и коровых компонентов при формировании магм, а также сравнение рассматриваемых пород с ранее изученными близковозрастными породами Северного Приохотья.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БАЗАЛЬТОВ ИХ ВОЗРАСТ

Геологическое строение района определяется его положением в пределах магматогенных структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, сложенных покровами, субвулканическими телами и дайками эффузивов основного, среднего и кислого составов ранне- и позднемелового возраста, а также интрузивами гранитов и диоритов. Тектоническое основание пояса представлено мезозойскими складчатыми структурами, образованными вулканогенно-осадочными толщами позднетриасового и юрского возрастов [Силинский, 1978; Государственная..., 1992] Удско-Мургальского вулканического пояса. На вулканоструктуры Охотско-Чукотского пояса и на разнородные структуры его основания наложена Тайской-Тайгоносская зона кайнозойского рифтогенеза (рис. 2). Она представлена в виде двух типов рифтовых структур. Первый — это крупные грабены палеоцен-эоценового времени заложения [Иванов, 1985; Смирнов, 1996], которые ограничены сбросами и сбрососдвигами широтного и северо-восточного простирания (Кава-Ямская и Гижига-Тайгоносская системы грабенов). Им сопутствуют проявления базальтового вулканизма палеоценового и эоценового возрастов, особенно обширные в северо-восточной части зоны рифтогенеза — в Гижигинско-Тайгоносском районе [Смирнов и др., 2018]. Второй тип рифтогенных структур связан с крупными сдвиговыми структурами, наиболее значительной из которых является Ланково-Омоловская зона разломов. С нею связаны все проявления присдвигового рифтового процесса — впадины, сдвиги, дайки и поля вулканитов палеоцен-эоценового и миоценового возрастов.

Главными разломами Ланково-Омоловской зоны контролируется положение ряда межгорных впадин, в том числе и Верхнекулпинской, в юго-восточном борту которой находится изученная нами серия базальтовых даек. В верхней части впадина выполнена толщей угленосных осадков миоценового возраста [Прохорова, Смирнов, 1988]. Ее обрамление составляют мезозойские складчатые структуры, представленные осадочными толщами позднетриасового и юрского возрастов, а также вулканогенные структуры Охотско-Чукотского пояса, сложенные верхнемеловыми покровами вулканических пород, интрузивами гранитов и диоритов [Силинский, 1978; Государственная..., 1992].

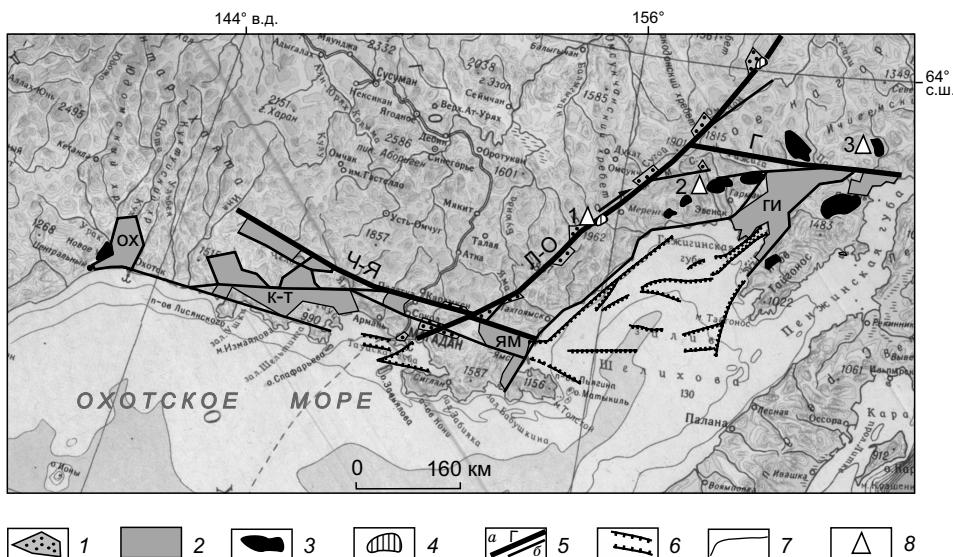


Рис. 2. Кайнозойские рифтогенные структуры Северного Приохотья.

1 — присдвиговые впадины; 2 — грабены (ох — Охото-Кухтуйский, к-т — Кава-Тауйский, ям — Ямский, ги — Гижигинский); 3 — базальтовые покровы; 4 — проявления неогенового щелочно-базитового вулканизма [Акинин, Леонова, 2010], 5 — разломы: а — главные (Ч-Я — Челомджа-Ямский, Л-О — Ланково-Омолонский, Г — Гижигинский), б — прочие; 6 — сбросы и грабены в донных осадках Охотского моря (по геофизическим данным); 7 — геоморфологические границы; 8 — местоположение изученных проявлений раннекайнозойского вулканизма: 1 — Мельдекские дайки; 2, 3 — вулканические поля: 2 — Гармандинское, 3 — Евдышевеемское.

Среди разломов северо-восточного простирания выделяются крутые (в среднем около 80°) нарушения с падением на северо-запад, которые контролируют опускание предгорий и днища Верхнекупкинской впадины. По одному из них опущена северо-восточная часть Туманского гранитного массива позднемелового возраста с амплитудой сброса 500—600 м. Вдоль этого разлома, имеющего кинематику правостороннего сбрососдвига, установлена серия параллельно расположенных даек базальтов, рассекающих самые молодые верхнемеловые граниты Туманского массива (4-я фаза, по [Государственная..., 1992]).

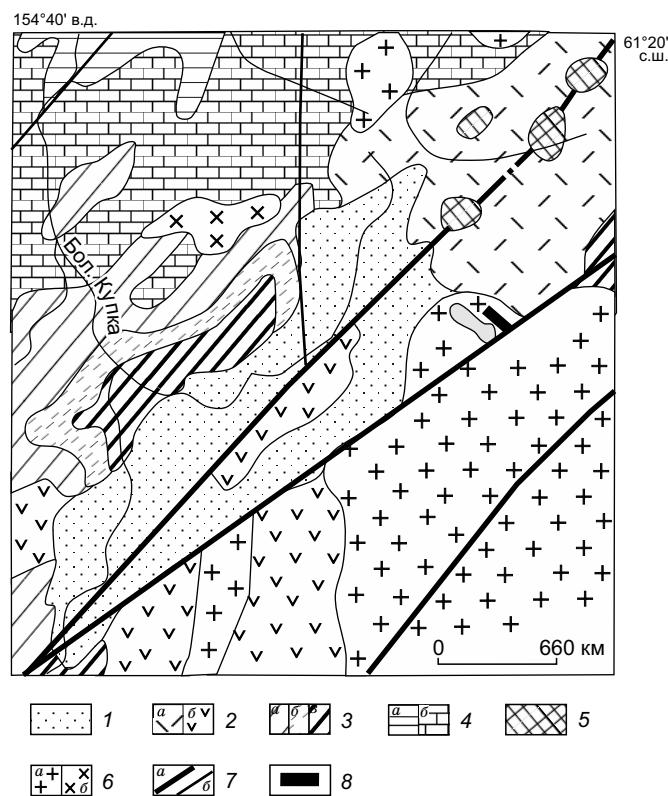


Рис. 3. Геологическое строение района развития базальтовых даек в зоне Ланково-Омолонского разлома ([Силинский, 1978; Государственная..., 1992] с изменениями).

1 — кайнозойские отложения Верхнекупкинской межгорной впадины; 2 — верхнемеловые вулканогенные образования Охотско-Чукотского пояса: а — кислого состава, б — среднего и основного состава; 3, 4 — мезозойские осадочные толщи: 3 — юрские (отделы: а — нижний, б — средний, в — верхний); 4 — верхнетриасовые (ярусы: а — норийский, б — карнийский); 5 — неогеновые щелочные базаниты; 6 — позднемеловые граниты 4-й фазы Туманского массива (а — диориты, б — граниты); 7 — неотектонические разломы Ланково-Омолонской зоны: а — главные продольные швы, б — прочие; 8 — местоположение изученных даек базальтов.

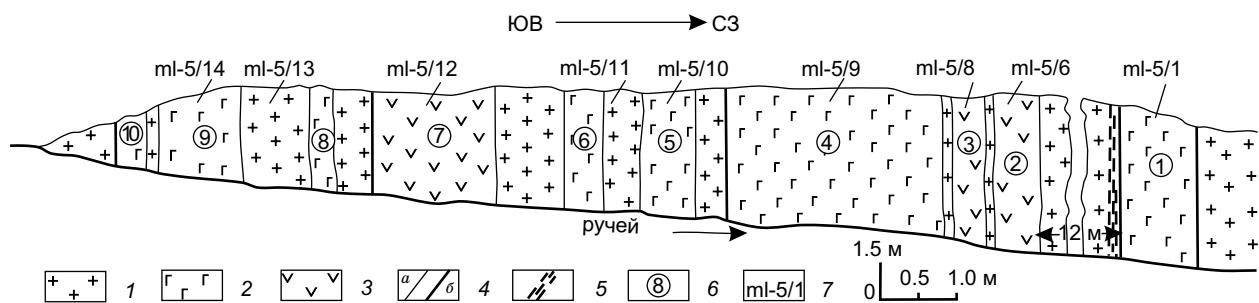


Рис. 4. Дайки в сброшенном блоке Туманского гранитного массива.

1 — граниты; 2, 3 — дайки; 2 — базальты, трахибазальты, 3 — трахиандезибазальты, трахиандезиты; 4 — контакты: интрузивные (а), тектонические (б); 5 — зона рассланцевания и дробления; 6 — номер дайки; 7 — номер пробы. Элементы залегания даек: № 9 — аз. пад. 317°, угол пад. 89°; № 8 — аз. пад. 335°, угол пад. 88°; № 6 — аз. пад. 320°, угол пад. 87°; № 5 — аз. пад. 321°, угол пад. 85°; № 2 — аз. пад. 321°, угол пад. 85°.

от 0.3 до 12.0 м (рис. 3, 4). Дайки иногда имеют тектонически сорванные контакты, которые сопровождаются зонами рассланцевания и дробления. В составе даек установлены базальты, трахибазальты, трахиандезибазальты и трахиандезиты.

Изотопные определения (K-Ar метод) возраста пород показали интервал значений от 59 до 69 млн лет (табл. 1).

К востоку от изученного участка, в Гижигинско-Тайгоносской зоне, широко распространены базальтовые и андезибазальтовые покровы палеогенового возраста [Государственная..., 1992]. Ранее нами было исследовано близкое по возрасту к мельдекским базальтовым дайкам вулканическое поле в бассейне р. Бол. Гарманды, образованное покровами андезитов и андезибазальтов, имеющих K-Ar возраст от 54 до 65 млн лет [Смирнов и др., 2018].

К северо-востоку от Ланково-Омоловской зоны разломов выделяется группа Пенжинско-Анадырских вулканических полей поздний мел-палеоценовых вулканитов [Филатова, 1988], приуроченных к Охотско-Пенжинской системе разрывных нарушений. Одно из них, Евдышевеемское, сложено серией субгоризонтально-лежащих потоков, образованных базальтами, трахибазальтами, андезибазальтами, выделяемых в составе одноименной свиты.

Изотопные определения (K-Ar метод) возраста базальтов Евдышевеемской свиты показали даты 48—63 млн лет [Алексеев, 1987]. В подошве свиты отмечаются пачки пестроокрашенных туфоконгломератов с прослойями туфопесчаников и туфоалевролитов, среди которых была обнаружена флора, датируемая данием [Гундобин и др., 2020].

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Определения главных элементов выполнены в лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН методом РФА на рентгенофлюоресцентном спектрометре СРМ-25 (аналитики Н.О. Вдовенко, О.Н. Тюнин, С.В. Мажаев). Концентрации микроэлементов в магматических породах оз. Мельдек были исследованы методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанный плазмой (ICP-MS) на приборе ICP-6500 (аналитик О.И. Окина) по методике [Fedynina et al., 2012] в ЦХЛ ГИН РАН, в базальтах Евдышевеемского вулканического поля — в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН (АСИЦ ИПТМ РАН, Черноголовка, МО, руководитель В.К. Карандашев) по следующей

Таблица 1. Результаты K-Ar датирования магматических пород района оз. Мельдек

№ обр.	Порода	K, %	$\pm 2\sigma$	^{40}Ar , нг/г	$\pm 2\sigma$	Возраст, млн лет	$\pm 2\sigma$
20ml-5/1	Базальт	1.86	0.01	8.7	0.31	66	2.3
20ml-5/8	Трахиандезибазальт	1.63	0.01	7.9	0.04	69	0.6
20ml-5/9	»	0.94	0.01	3.9	0.06	59	1.1
20ml-5/10	Трахибазальт	1.32	0.01	6.2	0.00	66	0.5
20ml-5/11	Гранит	2.53	0.01	11.2	0.09	63	0.6
20ml-5/12	Трахиандезит	3.04	0.03	13.28	0.31	62	1.6
20ml-5/13	Гранит	3.16	0.01	17.18	0.37	77	1.7

методике. Для разложения образцов пород основного состава использовали открытые системы, а для образцов пород кислого состава — автоклавы МКП-05 НПВФ («АНКОН-АТ-2», Россия). Контроль за полнотой растворения образцов и возможными потерями на стадии разложения проводили с использованием добавки стабильных высокообогащенных изотопов ^{161}Dy и ^{62}Ni к каждому анализируемому образцу. Содержание микроэлементов в полученных растворах определяли методами атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICAP-61, Thermo Jarrell Ash, США), масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (X-7, Thermo Elemental, США). Относительное стандартное отклонение для всех определяемых элементов не превышает 0.2 при измерении содержания этих элементов до 5 (предел обнаружения) и не превышает 0.1 при измерении содержания > 5 (предел обнаружения). Качество анализа контролировалось измерением стандартных образцов: габбро эссецитовое (СГД-1А (ГСО 521-84П), СГД-2А (ГСО 8670-2005)), Icelandic Basalt, BIR-1 (US Geological Survey), Basalt, Hawaiian Volcanic Observatory BHVO-2 (US Geological Survey), альбитизированный гранит СГ-1а (ГСО520-84П).

Изотопный анализ Rb, Sr, Sm и Nd в дайках оз. Мельдек производился на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме в Институте геологии и геохронологии докембрая РАН (Санкт-Петербург). Коррекция на изотопное фракционирование стронция производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$. Нормализованные отношения приводились к значению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71025$ в международном изотопном стандарте NBS-987. Коррекция на изотопное фракционирование неодима производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Нормализованные отношения приводились к значению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в международном изотопном стандарте La Jolla. Погрешность определения содержаний Rb, Sr, Sm и Nd составила 0.5 %. Погрешности определения изотопного состава Nd не превышают 0.003 %, а погрешности определения изотопного состава Sr не превышают 0.008 %. Уровень холостого опыта составил 30 пг для Rb, 30 для Sr, 10 для Sm и 20 пг для Nd.

При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR, по [Jacobsen, Wasserburg, 1984] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$), и DM, по [Goldstein, Jacobsen, 1988] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$).

Определение содержания радиогенного Ar проводили в лаборатории петрологии, изотопной геохронологии и рудогенеза СВКНИИ ДВО РАН на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера ^{38}Ar . При расчете возраста использовали константы: $\lambda_{\text{K}} = 0.581 \times 10^{-10}$ год $^{-1}$, $\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10}$ год $^{-1}$, $^{40}\text{K} = 0.01167$ (ат. %) [Staiger, Jager, 1977]. Для анализов использованы валовые пробы пород (исполнители Н.М. Александрова, В.В. Лавренко).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Краткая петрографическая характеристика. По результатам петрографического изучения дайки базальтов оз. Мельдек в основном представлены афировыми разностями с интерсертальной, реже офитовой структурой основной массы. Редкие вкрапленники сложены плагиоклазом, клинопироксеном, иногда отмечаются мелкие зерна измененного оливина. Вторичные изменения выражены в интенсивном развитии эпидота, альбита и хлорита.

Порфировые оливиновые и двупироксеновые базальты Евдышевеемского вулканического поля состоят из вкрапленников магнезиального оливина, клино- и ортопироксенов (авгит, гиперстен) и основного плагиоклаза, толеитовой, реже интерсертальной основной массы. В андезибазальтах отмечается отсутствие оливина во вкрапленниках и меньшее количество цветных минералов. Структура основной массы обычно интерсертальная, вторичные изменения выражены слабо, частичным замещением стекла хлоритом и карбонатом.

Вулканические образования, слагающие покровы в бассейне р. Бол. Гарманда, образованы базальтами, трахибазальтами, андезитами и редкими потоками дацитов. Исследованные нами вулканиты представлены андезибазальтами и андезитами [Смирнов и др., 2018]. Андезибазальты — порфировые породы с интерсертальной, реже микродиабазовой основной массой. Вкрапленники представлены клинопироксеном, плагиоклазом, измененными зернами оливина. Основная масса породы сложена лейстами плагиоклаза, клинопироксеном, реликтами бурого вулканического стекла, рудными минералами. В андезитах наряду с вкрапленниками плагиоклаза и клинопироксена присутствуют кристаллы бурой роговой обманки и ортопироксена. Основная масса породы — гиалопилитовая, реже интерсертальная, образована микролитами плагиоклаза и измененного вулканического стекла.

Петрохимическая характеристика. Главные элементы. Петрохимические характеристики даек района оз. Мельдек, Гармандинского и Евдышевеемского вулканических полей приведены в табл. 2 и на рисунках 5, 6. На рисунках для сравнения также показан состав базальтов мыгдыкитской серии, отражающей наиболее ранний этап смены геодинамического режима фронтального направления движения субдуцируемой океанической плиты на трансформную зону скольжения в Северном Приохотье [Акинин, Миллер, 2011].

Таблица 2. Химический состав магматических пород оз. Мельдек, Гармандинского и Евдыревеемского вулканических полей Северного Приохотья

Компонент	20ml-05/10	20ml-05/1	20ml-05/8	20ml-05/14	20ml-05/9	20ml-05/15	20ml-05/12	20ml-05/3	Г23/1	Г24/1*	842247**	954028**	262326**
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂ , мас. %	50.79	51.68	51.82	51.99	52.14	57.17	59.91	75.12	53.68	55.45	50.04	51.38	52.07
TiO ₂	1.37	1.51	1.43	1.42	1.49	0.84	0.87	0.15	0.84	0.86	1.58	1.66	1.07
Al ₂ O ₃	16.69	16.47	16.78	16.18	16.47	16.63	16.65	13.03	15.55	15.07	17.73	15.53	18.07
Fe ₂ O ₃ *	8.89	8.99	9.00	8.97	9.21	4.85	4.80	1.34	8.2	7.82	10.61	13.28	9.00
MnO	0.14	0.15	0.14	0.15	0.14	0.07	0.08	0.06	0.13	0.13	0.12	0.2	0.11
MgO	3.94	4.18	4.35	4.02	4.83	3.10	3.00	0.25	8.16	7.32	6.31	3.69	4.87
CaO	7.76	7.09	5.90	6.84	5.36	7.03	3.05	1.08	7.87	7.43	7.22	7.62	6.83
Na ₂ O	3.95	2.78	4.08	3.88	5.49	3.49	5.97	4.62	3.13	3.33	3.41	3.12	3.2
K ₂ O	1.55	2.02	2.30	1.79	0.81	1.29	3.42	3.77	1.25	1.41	2.14	1.92	2.75
P ₂ O ₅	0.61	0.59	0.58	0.60	0.53	0.25	0.26	0.03	0.18	0.18	0.37	0.39	0.36
П.п.п.	4.32	4.53	3.63	4.16	3.52	5.27	1.99	0.56	1.01	1.01	1.24	1.18	1.45
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.01	100.78	99.97	99.78
Cr, г/т	82	68	85	77	107	55	50	7	357	367	56	54	58
Ni	31	29	32	32	53	21	21	2	195	160	14	39	44
Co	20	21	23	21	24	14	14	1	36	30	20	21	22
Sc	20	22	21	21	23	12	12	3	26	21	18	17	19
V	190	182	183	176	182	97	97	11	188	177	220	201	179
Cs	0.82	7.91	3.06	1.67	1.02	4.02	1.01	1.53	0.72	0.91	1.74	0.98	1.12
Rb	28.26	46.94	53.83	37.86	15.16	17.73	55.08	101.47	27.53	34.01	58.98	49.18	54.66
Ba	496.2	502.3	727.5	627.1	381.8	334.4	1114.4	564.8	367.8	412.4	756.5	699.5	798
Sr	278.8	746.9	733.1	443.2	501.1	1101.0	1289.9	157.9	510.4	519.2	756.1	733.1	756
U	1.35	0.98	1.04	1.06	1.27	0.54	0.86	1.52	1.20	1.37	1.01	0.91	0.98
Th	3.50	3.78	4.07	3.42	3.75	1.97	2.03	6.62	4.17	4.78	4.02	3.66	3.96
Pb	8.67	8.43	7.31	7.73	7.02	6.38	5.22	10.02	8.59	9.01	16.22	16.53	16.74
Ta	0.56	0.55	0.48	0.57	0.53	0.29	0.37	0.74	0.17	0.22	0.58	0.64	0.62
Nb	10.2	10.1	9.4	9.8	8.0	5.7	5.8	7.4	2.7	3.1	11.8	12.1	12.2
Hf	5.53	5.47	5.06	5.17	4.54	3.32	3.32	2.82	3.08	3.22	3.96	4.12	3.94
Zr	264.0	261.3	239.5	253.9	211.5	147.1	147.6	103.9	105.0	117.6	204.6	202.1	190.5
Y	23.0	24.5	23.0	23.0	23.0	11.4	11.6	18.3	19.9	20.3	22.2	24.6	24.7
La	32.93	33.21	30.68	30.76	27.46	20.56	20.92	19.14	18.57	19.91	41.8	23.71	30.285
Ce	73.59	72.61	68.59	70.08	60.54	43.72	42.24	37.31	42.65	45.46	76.98	48.28	67.121
Pr	9.40	9.37	8.70	8.96	7.89	5.30	5.15	4.27	5.36	5.74	9.13	5.98	8.22
Nd	37.93	38.43	35.95	37.06	32.90	20.50	20.14	14.89	24.52	25.68	41.16	29.11	37.04
Sm	7.69	7.72	7.51	7.49	6.72	3.73	3.90	2.91	5.25	5.51	8.11	6.88	7.11
Eu	2.02	2.08	2.03	2.00	1.96	1.21	1.20	0.36	1.59	1.57	2.08	1.76	2.47
Gd	6.71	6.76	6.88	6.52	6.30	3.25	3.34	2.70	5.02	4.84	6.95	6.25	6.24
Tb	0.89	0.96	0.91	0.87	0.84	0.44	0.44	0.45	0.69	0.67	1.11	0.86	0.99
Dy	4.66	4.91	4.65	4.65	4.53	2.33	2.27	2.79	3.76	3.76	5.66	4.37	5.18
Ho	0.88	0.94	0.88	0.85	0.86	0.44	0.43	0.60	0.72	0.72	0.88	0.84	0.88
Er	2.38	2.52	2.43	2.33	2.36	1.21	1.18	1.89	2.45	2.05	2.56	2.44	2.57
Tm	0.34	0.35	0.33	0.33	0.33	0.17	0.17	0.32	0.28	0.27	0.39	0.36	0.37
Yb	2.12	2.16	2.09	2.07	2.10	1.10	1.08	2.27	1.91	1.95	2.48	2.11	2.31
Lu	0.33	0.36	0.33	0.32	0.32	0.17	0.17	0.37	0.28	0.28	0.37	0.29	0.31

Примечание. 1—8 — оз. Мельдек: 1—6 — дайки базальтов и андезибазальтов, 7 — дайка андезита, 8 — Туманский массив, гранит; 9, 10 — Гармандинское вулканическое поле, андезибазальты; 11—13 — Евдыревеемское вулканическое поле, базальты. Все железо в форме Fe₂O₃.

* По [Смирнов и др., 2018].

** Главные элементы, по [Федоров, Филатова, 1999].

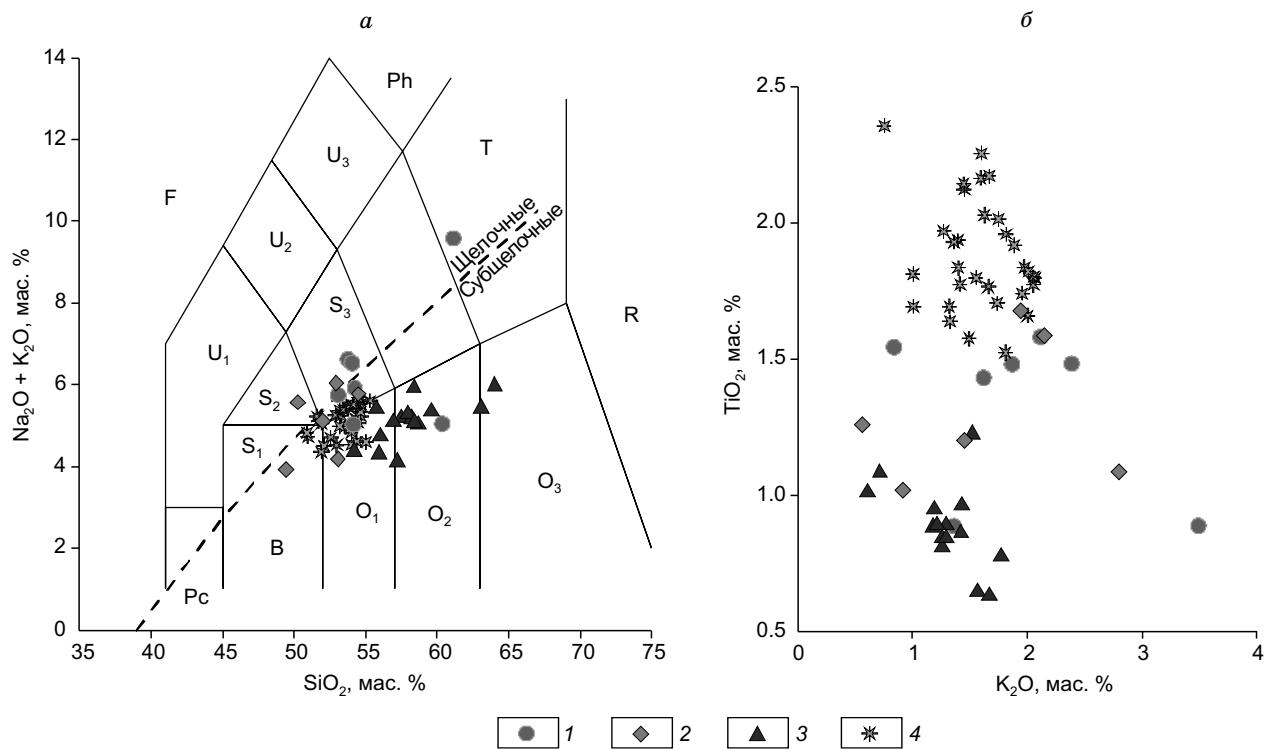


Рис. 5. Классификационные диаграммы позднемеловых и палеоценовых магматических пород Северного Приохотья.

1 — дайки (оз. Мельдек); 2 — Евдышевеемское вулканическое поле [Федоров, Филатова, 1999]; 3 — Гармандинское вулканическое поле [Смирнов и др., 2018]; 4 — Малтано-Ольское плато, мыгдыкитская свита, поздний кампан [Hourigan, Akinin, 2004; Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2014].

а — SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ диаграмма [Le Bas et al., 1986]. F — фониты, Рс — пикробазальты, В — базальты, O_1 — андезитобазальты, O_2 — андезиты, O_3 — дациты, R — риолиты, S_1 — трахибазальты, S_2 — трахиандезитобазальты, S_3 — трахиандезиты, Т — трахиты и трахидациты, U_1 — базаниты и тифриты, U_2 — фонотифриты, U_3 — тифрифонолиты, Ph — фонолиты. Линия разделя субщелочных и щелочных пород, по [Irvine, Baragar, 1971]; б — TiO_2 — K_2O диаграмма [Федоров, 2006].

По содержанию SiO_2 и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ дайки оз. Мельдек отвечают базальтам, трахибазальтам, трахиандезибазальтам, реже — трахиандезитам (см. рис. 5, а). По соотношению SiO_2 — FeO^*/MgO базальтоиды принадлежат толеитовой серии, являясь умеренно-калиевыми ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.15$ —0.70). Концентрации титана ($\text{TiO}_2 = 1.3$ —1.5 мас. %, см. рис. 5, б) и фосфора умеренно высокие ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0.3$ —0.6 мас. %). Для базальтоидов характерны невысокая магнезиальность ($(\text{Mg}\# = \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^*))$, мол. %), равная 0.49—0.54, умеренно-глиноземистый состав; коэффициент глиноземистости ($(\text{al}^{\prime} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}))$, мас. %,)) варьирует в диапазоне от 1.2 до 1.3. Трахиандезиты отличаются более высокими содержаниями щелочей при $\text{K}/\text{Na} = 0.4$ —0.6.

Базальты и андезибазальты Евдышевеемского поля характеризуются близкими значениями петрохимических параметров. Так, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ отношение составляет 0.2—0.8 при содержаниях $\text{TiO}_2 = 1.1$ —1.7 % и близкой магнезиальности ($\text{Mg}\# = 0.38$ —0.57 мол. %), но более низком коэффициенте глиноземистости, равном 0.8—1.0.

По кремнекислотности породы Гармандинского поля, подробно рассмотренные нами ранее [Смирнов и др., 2018], образуют непрерывный ряд от андезибазальтов ($\text{SiO}_2 \geq 53$ мас. %) до андезидацитов. По соотношению $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ — SiO_2 породы являются субщелочными, с низкими $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ отношениями (0.2—0.4). Коэффициент глиноземистости в андезибазальтах и андезитах имеет близкие значения (0.65—0.95). В отличие от базальтоидов оз. Мельдек и Евдышевеемского поля, для андезибазальтов Гармандинского поля характерны высокая магнезиальность ($\text{Mg}\# = 0.53$ —0.66) и концентрации когерентных элементов ($\text{Cr} = 181$ —367, $\text{Ni} = 120$ —160, $\text{Co} = 29$ г/т). Андезиты также отличаются высокой магнезиальностью ($\text{Mg}\# = 0.41$ —0.61), позволяющей рассматривать большую часть последних как высокомагнезиальные андезиты ($\text{Mg}\# > 0.5$, $\text{SiO}_2 > 54$ [Kelemen et al., 2003]).

На интерпретационной диаграмме геодинамических обстановок формирования [Гребенников, Ханчук, 2021] базальтоиды рассматриваемых вулканических полей располагаются в области состава

Рис. 6. Fe_2O_3 — $10\cdot\text{TiO}_2$ — MgO дискриминантная диаграмма.

RCM — надсубдукционные магматические породы островных дуг и континентальных окраин (конвергентные окраины), RTM — магматические породы границ скольжения (трансформные окраины континентов и островных дуг) [Гребенников, Ханчук, 2021]. Усл. обозн. см. на рис. 5.

базальтов границ скольжения (трансформные окраины континентов и островных дуг) (см. рис. 6).

Элементы-примеси. В отличие от базальтоидов Гармандинского вулканического поля концентрации когерентных элементов (Ni, Co, Cr, V) в базальтоидах оз. Мельдек и Евдыревеемского поля характеризуются достаточно узким пределом содержаний. Так, концентрации Ni в мельдекских дайках изменяются в пределах 30—52, Cr — 70—110, Co — 22—55, V — 175—190 г/т, тогда как евдыревеемские базальтоиды отличаются меньшими концентрациями сидерофильных элементов (Cr = 54—58, Ni = 14—44, Sc = 17—19 г/т) при близких значениях магнезиальности ($\text{Mg}\# = 0.38—0.57$).

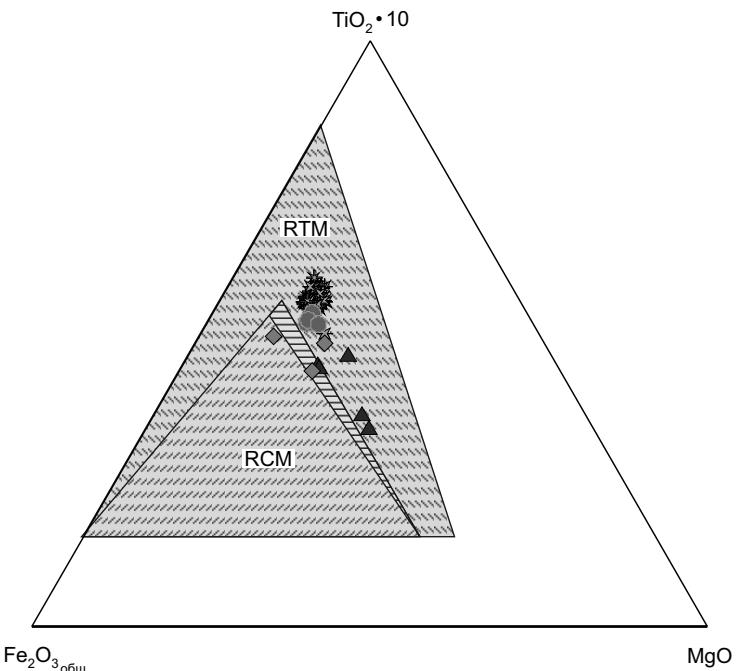
Вариации некогерентных элементов в вулканитах рассматриваемых вулканических полей показаны на спайдерграммах (рис. 7), нормированных к примитивной мантии ($\text{C}_i/\text{C}_{\text{pm}}$, [Sun, McDonough, 1989]) и редкоземельных — к хондриту ($\text{C}_i/\text{C}_{\text{ch}}$, [Evensen et al., 1978]).

Относительно состава базальтов океанических островов (OIB), базальты и андезибазальты оз. Мельдек, как и евдыревеемские базальтоиды, либо обогащены крупноионными лиофильными (LIL) элементами, или имеют сопоставимый с ними состав. Концентрации высокозарядных (HFS) и тяжелых редкоземельных элементов более низкие, чем в OIB. Подобные вариации состава отражаются в появлении на спайдерграммах минимумов Ti, Nb и Ta при наличии максимумов Pb и отчасти Sr, что характерно для вулканитов окраинно-континентальных поясов, где субконтинентальная мантия региона отражает многоэтапные процессы предшествующих этапов надсубдукционного флюидного метасоматоза.

Андезибазальты и андезиты Гармандинского поля также обогащены крупноионными лиофильными элементами, легкими и средними редкоземельными, большей частью высокозарядных (за исключением Ti и Y), и обеднены тяжелыми редкоземельными элементами [Смирнов и др., 2018], отличаясь от мельдекских и евдыревеемских пород меньшими концентрациями редких элементов. Эти особенности состава отражены в появлении на спайдерграммах резких минимумов Ti, Nb и Ta при наличии максимумов Pb, Sr и отчасти Zr и Hf (см. рис. 7).

На графике нормирования пород к хондриту вулканиты оз. Мельдек характеризуются обогащением легкими редкоземельными элементами (LREE) относительно тяжелых ($(\text{La}/\text{Sm})_n = 2.6—2.7$; $(\text{La}/\text{Yb})_n = 8.9—10.5$) и сходным спектром распределения редких земель при сопоставлении с евдыревеемскими базальтоидами ($(\text{La}/\text{Sm})_n = 2.2—3.2$; $(\text{La}/\text{Yb})_n = 7.6—11.4$) (см. рис. 7). Величина европиевой аномалии незначительна ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*) = 0.85—0.92$), что указывает на незначительную роль процессов фракционирования плагиоклаза при эволюции первичных расплавов. В целом как для даек оз. Мельдек, так и евдыревеемских базальтоидов характерно отсутствие заметного фракционирования LREE в ходе фракционной кристаллизации, что подтверждается незначительными вариациями ($\text{La}/\text{Sm})_n$ при узком интервале вариаций магнезиальности, отсутствием корреляции между $(\text{La}/\text{Sm})_n$ и $\text{Mg}\#$, Fe_2O_3 . Трахиандезиты оз. Мельдек отличаются большим обогащением LREE ($(\text{La}/\text{Sm})_n = 3.4—3.5$; $(\text{La}/\text{Yb})_n = 12.7—13.1$) при меньшей суммарной концентрации лантаноидов относительно базальтоидов, отсутствием европиевой аномалии.

Гармандинские вулканиты характеризуются слабым обогащением легкими элементами по отношению к тяжелым (см. рис. 7) и сходным спектром распределения редких земель. В андезибазальтах величины $(\text{La}/\text{Sm})_n$ и $(\text{La}/\text{Yb})_n$ отношений составляют 2.2—2.5 и 4.1—6.9 соответственно при сходном отношении в андезитах (2.2 и 5.0—6.8). Наиболее кремнекислый андезит [Смирнов и др., 2018] имеет низкие концентрации всех элементов ряда относительно андезибазальтов. В целом в гармандинских породах отмечается слабая зависимость между содержанием кремнезема и $(\text{La}/\text{Yb})_n$ отношениями. Вели-



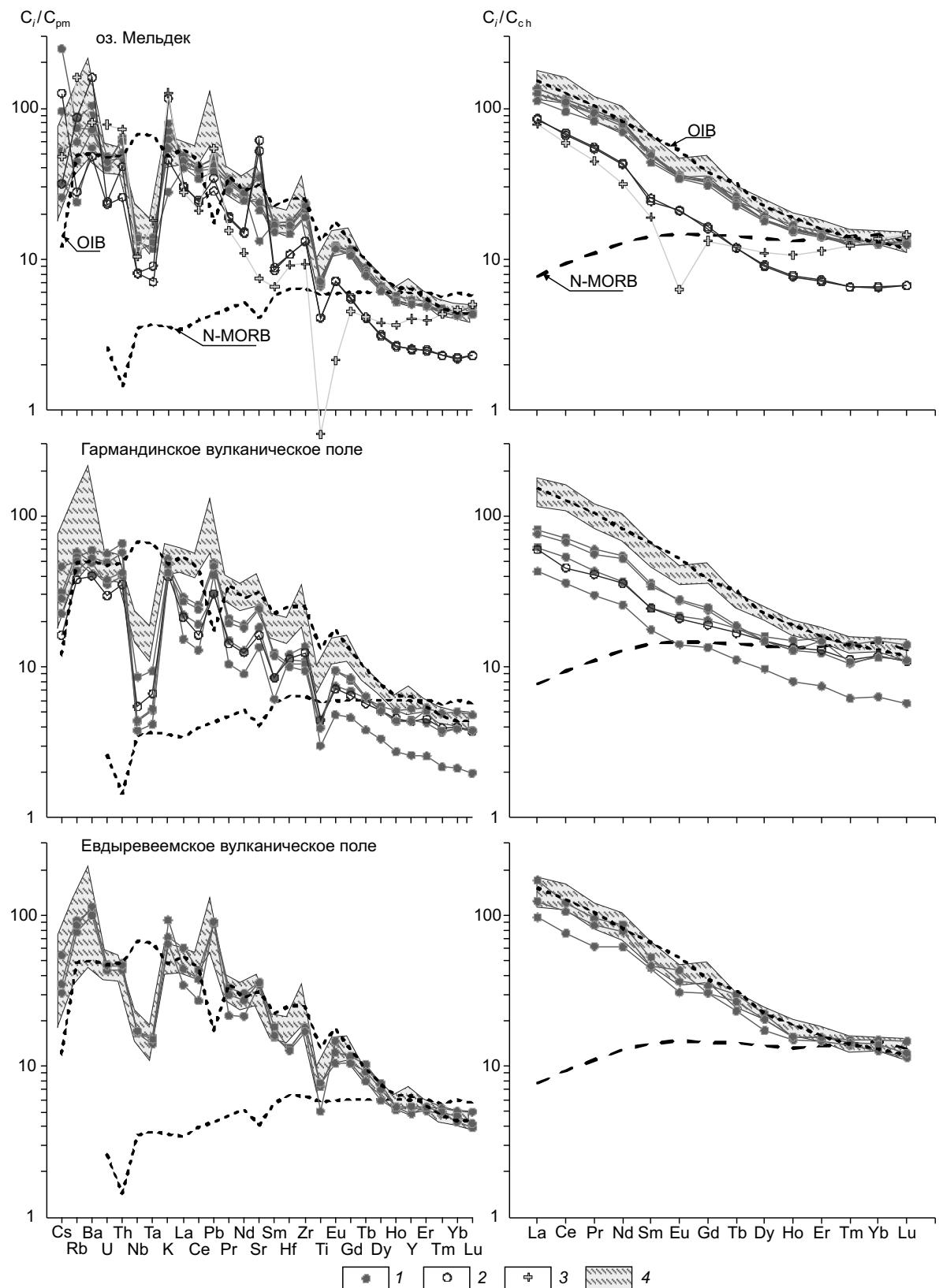
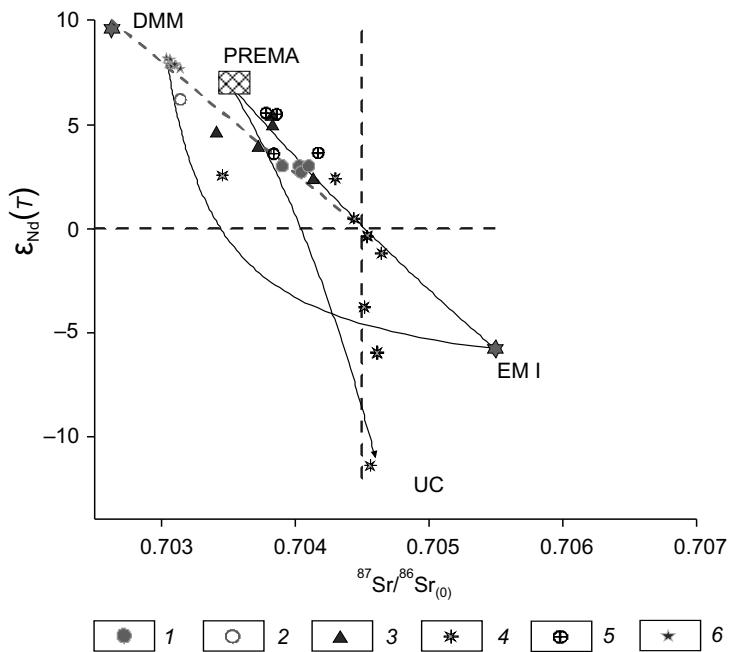


Рис. 7. Распределение редких и редкоземельных элементов в позднемеловых и палеоценовых магматических породах Северного Приохотья, нормированных к примитивной мантии (C_i/C_{pm} [Sun, McDonough, 1989]) и хондриту (C_i/C_{ch} [Evensen et al., 1978]).

1 — базальты и андезибазальты; 2 — андезиты; 3 — гранит; 4 — базальты мыгдыкитской свиты, поздний кампан [Hourigan, Akinin, 2004; Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2014]. Составы N-MORB и OIB приведены по [Sun, McDonough, 1989].

Рис. 8. Диаграмма $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$ для поздний мел-раннепалеогеновых магматических пород Северного Приохотья.

1, 2 — оз. Мельдек, дайки: 1 — базальты и андезибазальты, 2 — трахиандезит; 3 — Гармандинское поле [Смирнов и др., 2018]; 4 — базальты мыгдыкитской свиты, поздний кампан [Hourigan, Akinin, 2004; Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2014]; 5 — Гижигинское вулканическое поле, эоцен [Акинин и др., 2022]; 6 — позднемиоценовые фоидиты Вилигинского ареала [Апт и др., 1998; Акинин, Леонова, 2010; Tschegg et al., 2011]. Положение мантийных компонентов DMM, EMI и PREMA, по [Zindler, Hart, 1986; Hart, 1988]. Состав верхней континентальной коры (UC), по [Rudnick, Gao, 2003]. Сплошными линиями показаны линии смешения, штриховыми — линии мантийной корреляции.



чина европиевой аномалии незначительна ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.91—0.97$). Последнее указывает либо на незначительную роль процессов фракционирования плагиоклаза при эволюции первичных расплавов, либо на то, что источник был обеднен европием.

Изотопный состав Sr и Nd в породах оз. Мельдек приведен на рис. 8 и в табл. 3. Базальтоиды характеризуются незначительными вариациями отношений изотопов неодима $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(T) = 0.51269—0.51272$ ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 2.7—3.0$) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$ (0.703904—0.704046). В координатах $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ — $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ фигуративные точки пород располагаются вдоль линии мантийной корреляции и отражают мантийный источник магм, умеренно истощенный в отношении радиогенных изотопов (см. рис. 8). Модельный возраст источников базальтоидов достаточно выдержан: $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 625—663$ млн лет, $T_{\text{Nd}}(\text{DM2st}) = 634—663$ млн лет, отличаясь от модельных возрастов мыгдыкитской свиты, имеющей преимущественно большие величины: $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 720—1400$ млн лет, $T_{\text{Nd}}(\text{DM2st}) = 860—1400$ млн лет при $\epsilon_{\text{Nd}} = -11.4...+3.1$ с единичными отклонениями в двустадийной модели в 650 и 1850 млн лет [Акинин, Миллер, 2011].

Трахиандезит из дайки отличается существенно более высоким отношением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(T) = 0.51288$ ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 6.2$) и низким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} = 0.703143$ при значительно более молодом модельном возрасте протолита: $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 339$ млн лет, $T_{\text{Nd}}(\text{DM2st}) = 369$ млн лет, характеризуя, по всей видимости, иной глубинный источник.

Изотопный состав неодима андезибазальтов Гармандинского вулканического поля [Смирнов и др., 2018] в целом близок мельдекским базальтоидам $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(T) = 0.51281—0.51292$ ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 4.7—5.5$), характеризуясь более варьирующими отношениями изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$ (0.70342—0.70383)). Модельный возраст источников базальтоидов достаточно выдержан: $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 444—580$ млн

Таблица 3. Результаты Sm/Nd и Rb/Sr изотопных исследований магматических пород района оз. Мельдек

№ об-разца	Порода	Воз-раст, млн лет	Содержание, г/т				Изотопные отношения					
			Sm	Nd	Rb	Sr	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$
20ml 05/1	Базальт	66.0	7.437	37.31	41.21	732.0	0.1205	0.512760 ± 4	3.0	0.1626	0.704183 ± 10	0.704031
20ml 05/8	Трахиандези-базальт	69.0	7.386	37.06	47.60	730.2	0.1205	0.512744 ± 5	2.7	0.1883	0.704231 ± 7	0.704046
20ml 05/9	»	59.2	6.819	33.55	11.59	494.2	0.1229	0.512763 ± 6	3.0	0.0678	0.704159 ± 9	0.704102
20ml 05/10	Трахибазальт	66.1	7.667	39.16	24.96	268.5	0.1184	0.512759 ± 2	3.0	0.2686	0.704156 ± 18	0.703904
20ml 05/12	Трахиандезит	62.0	3.722	20.37	48.88	1282.0	0.1105	0.512921 ± 5	6.2	0.1101	0.703240 ± 8	0.703143

Примечание. Значение $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ рассчитано на соответствующий возраст.

лет, $T_{\text{Nd}}(\text{DM2st}) = 380—490$ млн лет. Андезиты отличаются более низкими отношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(T) = 0.51268—0.51276$ ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 2.4—4.0$) при более высоких $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} = 0.70373—0.70414$.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты петрохимического изучения базальтовых даек района оз. Мельдек и вулкаников Евдыревеемского вулканического поля позволяют сделать ряд выводов о происхождении рассматриваемых пород, процессах, влиявших на состав магм.

Характеристика изотопно-обедненного или обогащенного состава источника вулканических пород основывается на сопоставлении начальных $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношений со значениями изотопных отношений в примитивной мантии (соответственно, 0.7045 и 0.512638 [Фор, 1989] для современного состава примитивной мантии). Дайки базальтов оз. Мельдек имеют положительные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, что в целом позволяет говорить о деплелированном характере глубинного источника. Вместе с тем изотопно-геохимические характеристики пород указывают, что в образовании магм участвовали различные по составу компоненты. Так, по соотношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(T)}$ и $100/\text{Nd}$ (рис. 9) обособляются самостоятельные тренды позднемеловых и палеоценовых пород Северного Приохотья, сходящиеся между собой в сильно обедненной изотопом Nd части диаграммы. На тренде палеогеновых пород также располагаются трахиандезиты оз. Мельдек. Этот тренд не выходит за пределы обедненного поля изотопов Nd в мантийном источнике, тогда как тренд базальтов мыгдыкитской свиты протягивается к обогащенным составам, демонстрируя контаминацию коровыми материалами. Дайки базальтов оз. Мельдек образуют обособленную группу, расположенную между составами палеогеновых пород и базальтами мыгдыкитской свиты.

При выделении обогащенного (мантийно-плюмового) и частично деплелированного мантийных источников служат межэлементные соотношения Nb, Zr, Y. Было установлено [Condie, 2005], что базальты Исландии, имеющие мантийно-плюмовые изотопные характеристики на диаграмме Nb/Y—Zr/Y занимают определенное узкое поле, ограниченное снизу линией, описываемой уравнением регрессии: $\lg(\text{Nb}/\text{Y}) = 1.92 \times \lg(\text{Zr}/\text{Y}) - 1.74$ (рис. 10, a). Для характеристики мантийно-плюмовой компоненты используется параметр ΔNb , определяемый как: $\Delta\text{Nb} = \lg(\text{Nb}/\text{Y}) + 1.74 - 1.92 \times \lg(\text{Zr}/\text{Y})$, при котором значения $\Delta\text{Nb} > 0$ соответствуют базальтам с плюмовой компонентой, а значения $\Delta\text{Nb} < 0$ отвечают базальтам, генерированным при частичном плавлении деплелированной верхней мантии. Фигуративные точки базальтов оз. Мельдек и Евдыревеемского вулканического поля располагаются ниже границы пород мантийно-плюмового генезиса, занимая область развития деплелированных мантийных источни-

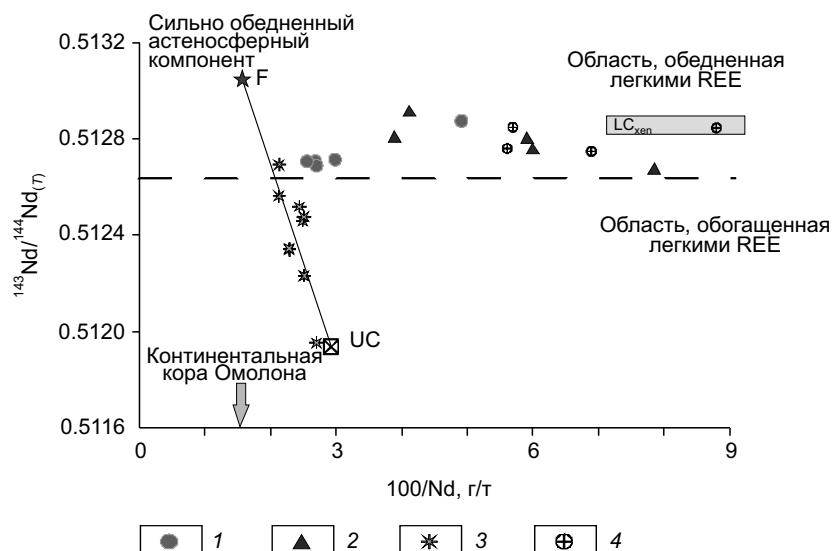


Рис. 9. Диаграмма $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(T)}$ — $100/\text{Nd}$ для поздний мел-раннепалеогеновых магматических пород Северного Приохотья.

1 — оз. Мельдек; 2 — Гармандинское поле [Смирнов и др., 2018]; 3 — базальты мыгдыкитской свиты, поздний кампан [Hourigan, Akinin, 2004; Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2014], 4 — Гижигинское вулканическое поле, эоцен [Акинин и др., 2022]. LC_{xen} — нижнекорововые ксенолиты Вилиги [Акинин и др., 2013]. F — фойлиты позднемиоценового Вилигинского ареала Северного Приохотья [Леонова, Акинин, 2010; Tschegg et al., 2011]. Состав верхней континентальной коры (UC), по [Rudnick, Gao, 2003]. Сплошными линиями показаны линии смешения. Континентальная кора Омона, по [Акинин и др., 2022].

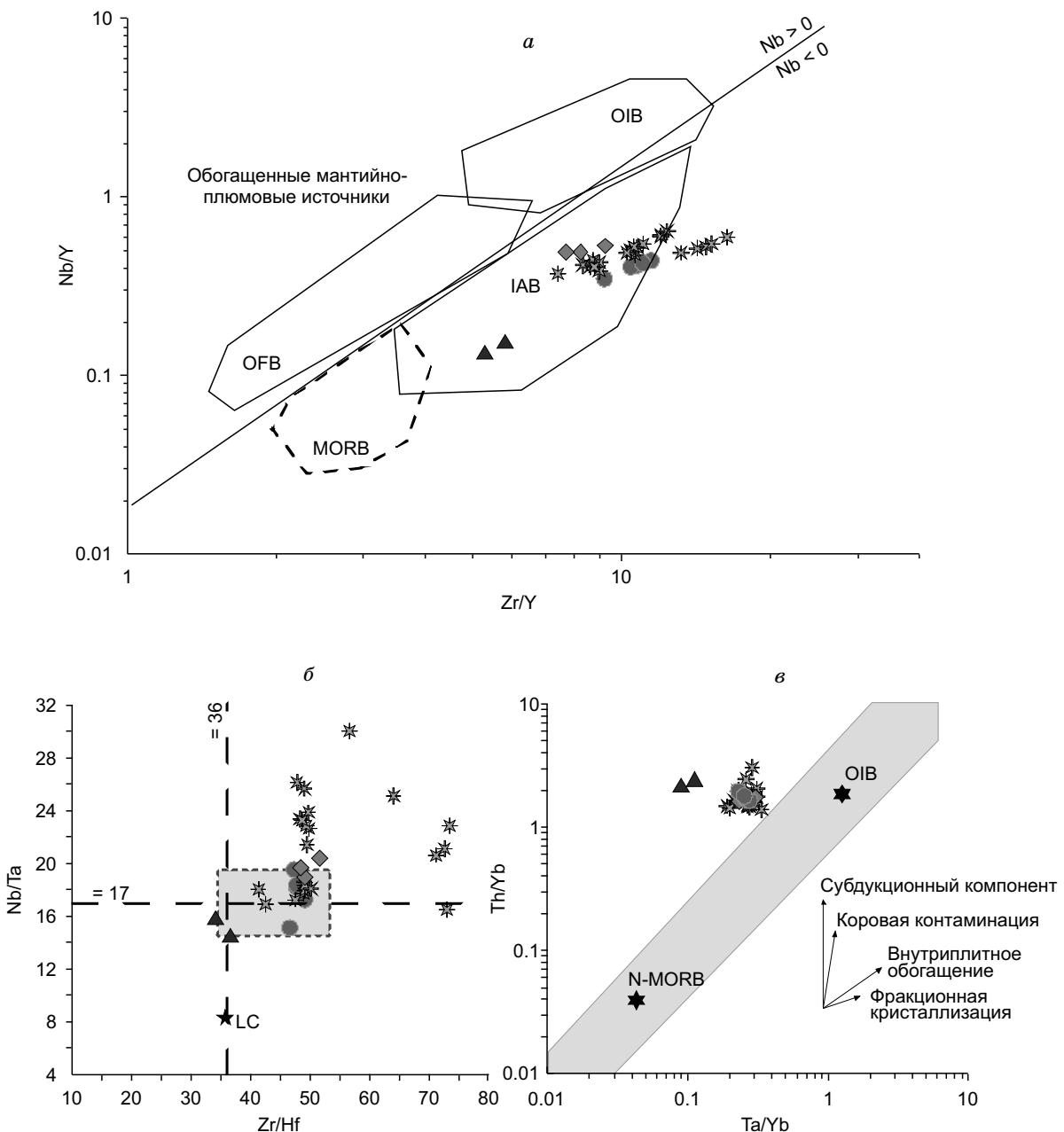


Рис. 10. Диаграммы отношений некогерентных элементов для поздних мел-раннепалеогеновых магматических пород Северного Приохотья.

а — диаграмма Nb/Y—Zr/Y. Поля составов разных типов базальтов, по [Condie, 2005]. Средние составы: N-MORB, примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989], континентальной коры, по [Rudnick, Gao, 2003]. OIB — базальты океанических островов; IAB — базальты островных дуг, OFB — базальты океанического дна; *б* — диаграмма Nb/Ta—Zr/Hf. Серым прямоугольником выделено фигуриативное поле преимущественного распространения OIB: Nb/Ta, по [Green et al., 2000], Zr/Hf, по [Hofmann et al., 1986]. Zr/Hf (~36) и Nb/Ta (~17) отношения в примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989]; *в* — Th/Yb—Ta/Yb, по [Pearce, 1982]. Составы N-MORB и OIB приведены по [Sun, McDonough, 1989]. Усл. обозн. см. на рис. 5.

ков (см. рис. 10, *а*). В этой области расположены составы базальтов и андезибазальтов Гармандинского вулканического поля и мыгдыкитской свиты.

Известно, что Nb/Ta и Zr/Hf отношения в примитивной мантии и MORB близки к хондритовым (Nb/Ta \sim 17.6 и Zr/Hf = 36—37) [Sun, McDonough, 1989]. В обстановке активной континентальной окраины вариации Nb/Ta могли быть связаны с особенностями мантийного источника, взаимодействующего как с коровым материалом, так и с субдукционным компонентом, в составе которого в различных пропорциях присутствуют водный флюид и расплав. Базальты района оз. Мельдек и Евдыревеемского вул-

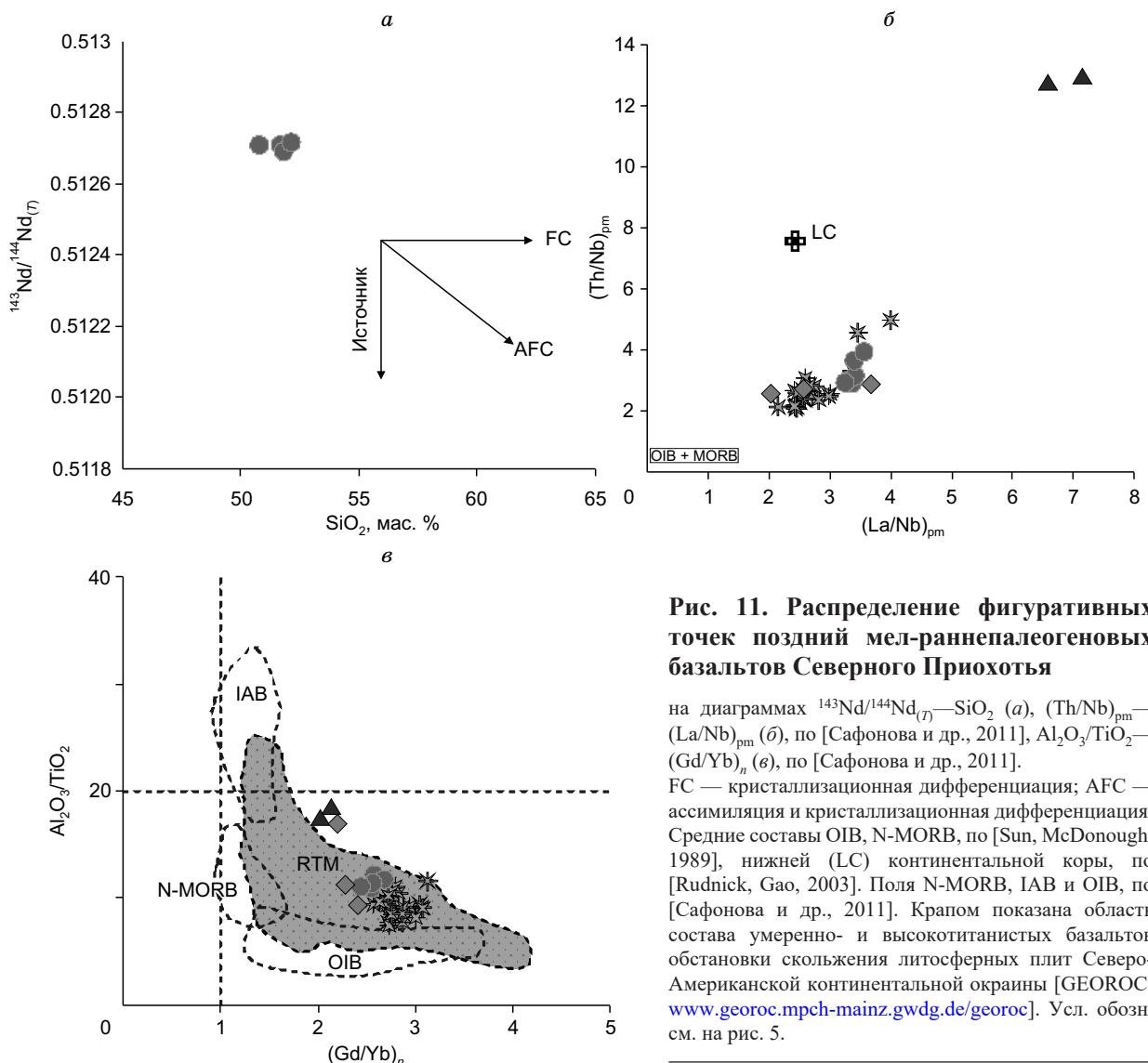


Рис. 11. Распределение фигуративных точек поздний мел-раннепалеогеновых базальтов Северного Приохотья

на диаграммах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(T)} - \text{SiO}_2$ (а), $(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{pm}} - (\text{La}/\text{Nb})_{\text{pm}}$ (б), по [Сафонова и др., 2011], $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 - (\text{Gd}/\text{Yb})_n$ (в), по [Сафонова и др., 2011]. FC — кристаллизационная дифференциация; AFC — аксилияция и кристаллизационная дифференциация. Средние составы OIB, N-MORB, по [Sun, McDonough, 1989], нижней (LC) континентальной коры, по [Rudnick, Gao, 2003]. Поля N-MORB, IAB и OIB, по [Сафонова и др., 2011]. Крапом показана область состава умеренно- и высокотитанистых базальтов обстановки скольжения литосферных плит Северо-Американской континентальной окраины [GEOROC: www.georoc.mpcn-mainz.gwdg.de/georoc]. Усл. обозн. см. на рис. 5.

канического поля характеризуются высокими значениями Zr/Hf и Nb/Ta отношений, почти не выходящими за пределы интервала OIB (см. рис. 10, б), тогда как базальтоиды Гармандинского вулканического поля отличаются более низкими значениями Nb/Ta и Zr/Hf . Вместе с тем на дискриминантной диаграмме $\text{Th}/\text{Yb} - \text{Ta}/\text{Yb}$ (см. рис. 10, в) фигуративные точки базальтов оз. Мельдек и Евдышевеемского вулканического поля располагаются вне поля корреляции состава базальтов N-MORB—OIB, в области пород, формирующихся за счет мантийных источников, содержащих либо субдукционный компонент, либо контаминированных коровыми материалами.

Наиболее вероятным коровыми ассилиянтами при образовании базальтовых даек могли бы служить вмещающие граниты Туманского массива (см. табл. 2). Однако редкоэлементные характеристики гранитов, сопоставимые с составом базальтов (см. рис. 6), делают маловероятным данное предположение. Также, учитывая отсутствие корреляции между $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и SiO_2 (рис. 11, а), влияние коровской контаминации на изотопный состав расплавов базальтовых даек вряд ли было значительным.

Рассмотрим соотношения некогерентных элементов, являющихся индикаторными при реконструкции природы источников и в то же время «консервативных» к влиянию коровского или субдукционного материала.

Для базальтовых даек оз. Мельдек отмечаются высокие, но равные отношения $(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{pm}}$ (2.9—3.6) и $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{pm}}$ (3.3—3.6), сходные с таковыми в базальтах Евдышевеемского вулканического поля (2.5—2.9 и 2.0—3.7 соответственно), тогда как андезибазальты Гармандинского поля отличны по данным соотношениям (см. рис. 11, б). Подобное равенство отношений характерно для неконтаминированных мантийных пород, что отличает их от классических контаминированных вулканитов основного состава, где $(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{pm}} > (\text{La}/\text{Nb})_{\text{pm}}$ [Neal et al., 2002].

Таким образом, параметры изотопного состава Sr и Nd, межэлементных отношений в базальтах оз. Мельдек и особенности распределения рассеянных элементов в базальтах Евдыревеемского вулканического поля позволяют говорить об отсутствии или незначительной роли контаминации мантийного источника зерным коровыми материалом.

На диаграмме $(\text{Gd}/\text{Yb})_n - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, характеризующей, с одной стороны, типы мантийных источников, с другой, — показывающей различные степени плавления $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ и кристаллизационной дифференциации ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$), базальты оз. Мельдек и Евдыревеемского вулканического поля располагаются в области состава базальтов, связанных с геодинамической обстановкой синсдвигового растяжения на активных континентальных окраинах [Федоров, Филатова, 1999], выделяемой как трансформная граница континент—океан, сменившая во времени конвергентную [Ханчук, Иванов, 1999]. Характерной геохимической особенностью базальтоидов трансформных окраин, выделяемых в самостоятельный геохимический тип, является сочетание в их составе внутриплитных (вещество нижнемантийного апвеллинга), деплетированных (астеносферных) и надсубдукционных (участки литосферы, претерпевшие в геологическом прошлом многоэтапную переработку в надсубдукционных условиях) характеристик [Федоров, Филатова, 1999; Ханчук, Иванов, 1999; Гребенников, Ханчук, 2021].

Одной из важных задач магматической петрологии остается идентификация магматических источников, ответственных за происхождение магм. В качестве преобладающего источника первичных магм обычно рассматривается мантийный перидотит [Рингвуд, 1981]. Вместе с тем минералогические и изотопно-геохимические исследования последних лет свидетельствуют о значительном вкладе в магмогенез базитовых магм и пироксенитов [Sobolev et al., 2005; Yang, Zhou, 2013; Li et al., 2014; Мартынов и др., 2020; Tsypukova et al., 2022]. Основными петрогохимическими признаками участия пироксенитового источника считаются как высокие Fe/Mn отношения (> 60), повышенные содержания Ni при заданном значении MgO , так и параметр FC3MS ($\text{FeO}/\text{CaO} - 3\text{MgO}/\text{SiO}_2$), значение которого для перидотитовых выплавок составляет минус 0.07 ± 0.51 , а для пироксенитовых 0.46 ± 0.96 [Yang, Zhou, 2013].

Базальтовые дайки оз. Мельдек и часть базальтов Евдыревеемского вулканического поля характеризуются низкими Fe/Mn отношениями (54—59) и концентрациями Ni (14—50 г/т) при высоких значениях параметра FC3MS (0.8—1.3). Однако значение данного параметра резко увеличивается по мере фракционирования расплава [Yang, Zhou, 2013], поэтому для рассматриваемых базальтов он может быть применен лишь условно.

Высокие Gd/Yb (2.7—3.3) отношения в базальтах оз. Мельдек и Евдыревеемского вулканического поля могут являться признаком образования базальтового расплава на уровне гранатовой фации в мантии (см. рис. 11, в).

Для оценки минерального состава и степени плавления глубинного источника также были использованы соотношения La, Sm, Dy и Yb как наиболее чувствительные к присутствию граната и степени плавления мантийных пород. Известно, что для состава граната характерны высокие концентрации тяжелых редкоземельных элементов относительно легких. В результате частичного плавления гранатового (Gr-) перидотита значительная часть HREE будет сохраняться в гранате реестита, а мантийные вы-

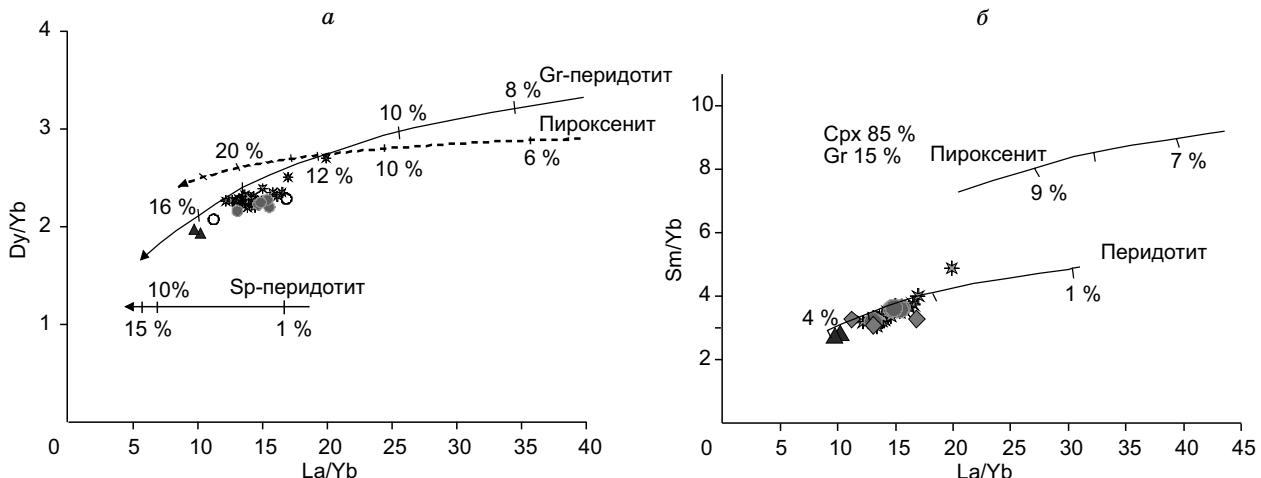


Рис. 12. Диаграммы Dy/Yb — La/Yb (а) и Sm/Yb — La/Yb (б) для поздний мел-раннепалеогеновых базальтов Северного Приохотья.

а — модальный состав и тренды плавления Sp-Gr-перидотитов, по [Bogaard, Wörner, 2003], клинопироксенов, по [Li et al., 2014]; б — модальный состав и тренды плавления Gr-перидотита и пироксенита, по [Tsypukova et al., 2022]. Усл. обозн. см. на рис. 5.

плавки базитовых расплавов, в свою очередь, обедняться этими элементами. В результате такие расплавы будут иметь высокие Dy/Yb отношения. Напротив, частичное плавление шпинелевого (Sp-) перидотита не будет приводить к существенным изменениям Dy/Yb в базитовых расплавах. Как видно на рис. 12, *a*, расплавы для базальтов оз. Мельдек и Евдыревеемского вулканического поля и базальтов мыгдыкитской свиты могли быть образованы при плавлении Gr-перидотитов в широком диапазоне значений. К аналогичным результатам приводят моделирование процессов плавления пироксенитов и перидотитов в системе La/Yb—Sm/Yb (см. рис. 12, *b*) [Tsypukova et al., 2022]. Вместе с тем нельзя полностью исключить вероятность присутствия гранатсодержащего пироксенита в мантийном источнике рассматриваемых базальтов Северного Приохотья.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог, необходимо отметить следующее. Изотопно-геохимические характеристики даек района оз. Мельдек, геохимические данные о базальтах Евдыревеемского вулканического поля и сравнение их с близкозврастными базальтовыми комплексами Северного Приохотья позволяют сделать ряд выводов об источниках и особенностях формирования.

Дайки по химическому составу соответствуют базальтам, трахибазальтам, трахиандезибазальтам, редко — трахиандезитам. Базальтоиды принадлежат к толеитовой серии, являясь умеренно-титанистыми, калиево-натриевыми, андезитами — к известково-щелочной серии. Все породы имеют умеренно-деплетированные значения вариаций $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$, составляющие в базальтоидах (2.7—3.0), в андезите 6.2 при низких отношениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$.

Базальты Евдыревеемского вулканического поля, как и дайки оз. Мельдек, характеризуются умеренным обогащением легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых, умеренным обогащением крупноионными лиофильными элементами и сопоставимыми или более низкими относительно OIB концентрациями высокозарядных элементов и одновременно присутствием на спайдерграхмах резких минимумов Ti, Nb и Ta при наличии максимумов Pb и иногда Sr. Подобное поведение элементов характерно для вулканитов трансформных окраин, где субконтинентальная мантия региона отражает многоэтапные процессы более раннего мезозойского надсубдукционного флюидного метасоматоза. Андезиты отличаются как более низкими абсолютными концентрациями редких элементов, так и более выраженными аномалиями на спайдерграхмах.

Сравнение химического состава базальтовых даек оз. Мельдек и Евдыревеемского вулканического поля с позднемеловыми базальтоидами мыгдыкитской свиты северной части Приохотья позволяет говорить о сходстве физико-химических и геодинамических условий образования, а различия модельного возраста протолитов, более деплетированный изотопный состав базальтов могут свидетельствовать о гетерогенности глубинных источников.

Особенности взаимодействия литосферных плит, приведшие к образованию трансформной границы континент—океан на северо-востоке Азии, инициировали формирование окраинно-континентальных зон разломов, использованных расплавами как дренажные каналы из области глубинного андерплейтинга.

Авторы выражают благодарность А.Б. Перепелову (ИГХ СО РАН), А.В. Прокопьеву (ИГАБМ СО РАН), Б.А. Натальину (Istanbul Technical University, Турция) и анонимным рецензентам за конструктивную критику и важные замечания, позволившие улучшить содержание работы.

Геохимические исследования выполнены за счет госсубсидий по теме № 0135-2019-0078 (ГИН РАН), № АААА-А17-117022850034-3 (СВКНИИ ДВО РАН) и FMUW-2022-0005 (ИГГД РАН).

ЛИТЕРАТУРА

- Акинин В.В., Леонова В.В.** Изотопный состав гелия и K-Ar возраст оливиновых меланефелинитов и мантийных ксенолитов Вилигинского вулканического поля (Северное Приохотье) // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2010, № 1, с. 25—32.
- Акинин В.В., Миллер Э.Л.** Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология, 2011, т. 19, № 3, с. 249—290.
- Акинин В.В., Смирнов В.Н., Федоров П.И., Ползуненков Г.О., Алексеев Д.И.** Палеогеновый вулканизм Северного Приохотья // Петрология, 2022, т. 30, № 1, с. 47—68, doi:10.31857/S0869590322010034.
- Алексеев А.А.** Государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 200 000. Серия Еропольская. Листы Q-58-XXXIV, Q-58-XXXV, XXXVI. Объяснительная записка. М., Недра, 1987, 78 с.
- Ант Ю.Е., Акинин В.В., Райт Дж.Е.** Изотопы Sr, Nd и Pb в неогеновых меланефелинитах и глубинных ксенолитах на северо-востоке России // Геохимия, 1998, № 1, с. 28—37.
- Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф.** Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеанская геология, 1986, № 3, с. 3—13.

Государственная геологическая карта (новая серия). М-б 1: 1 000 000. Листы О-56; Р-56, 57 / Ред. М.Л. Гельман. СПб, ВСЕГЕИ, 1992, 112 с.

Гребенников А.В., Ханчук А.И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы // Тихоокеанская геология, 2021, т. 40, № 1, с. 3—24, doi:10.30911/0207-4028-2021-40-1-3-24.

Гундобин В.М., Бочкин С.В., Голяков В.И., Некрасова Ю.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Гижигинская. Лист Q-58-XXXIII,XXXIV (Верхнее Пенжино). Объяснительная записка. Роснедра, Чукотприродресурсы, ФГУНПП «Аэрогеология», 2020, 114 с.

Иванов В.В. Осадочные бассейны Северо-Восточной Азии (сравнительный нефтегеологический анализ). М., Наука, 1985, 208 с.

Мартынов А.Ю., Мартынов Ю.А., Малиновский А.И. Влияние пироксенитового источника на магмогенезис олигоценовых базальтов в северной части Восточного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология, 2020, т. 39, № 6, с. 82—97, doi:10.30911/0207-4028-2020-39-6-82-97.

Полин В.Ф., Молл-Столкан Э.Дж. Петролого-геохимические критерии тектонических условий формирования Чукотского звена Охотско-Чукотского вулканического пояса // Тихоокеанская геология, 1999, т. 18, № 4, с. 29—47.

Прохорова Т.П., Смирнов В.Н. О позднемиоценовом возрасте отложений Верхне-Купкинской впадины // Континентальный палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Вып. 2. Северное Приохотье. Магадан, СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988, с. 3—6.

Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М., Недра, 1981. 584 с.

Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Симонов В.А., Изох А.Э., Комия Ц., Курганская Е.В., Оно Т. Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (Юго-Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (4), с. 541—567.

Силинский А.Д. Государственная геологическая карта СССР. М-б 1: 200 000. Лист Р-56-XXX. Серия Магаданская. Объяснительная записка. Магадан, СВТГУ, 1978, 73 с.

Смирнов В.Н. Ланково-Омолонская неотектоническая зона разломов // Геофизические модели геологических процессов на северо-востоке России. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 1996, с. 135—147.

Смирнов В.Н., Федоров П.И., Богомолов Е.С. Новые данные о возрасте и составе кайнозойских андезибазальтов и андезитов в бассейне реки Большая Гарманды (Северное Приохотье) // Тихоокеанская геология, 2018, т. 37, № 6, с. 65—75, doi:10.30911/0207-4028-2018-37-6-65-75.

Федоров П.И. Кайнозойский вулканализм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М., ГЕОС, 2006, 316 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 537).

Федоров П.И., Филатова Н.И. Геохимия и петрология позднемеловых-кайнозойских базальтов зон растяжения на континентальной окраине северо-востока Азии // Геохимия, 1999, № 2, с. 115—132.

Филатова Н.И. Перикеанические вулканогенные пояса. М., Недра, 1988, 264 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, 590 с.

Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезокайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1635—1645.

Akinin V.V., Layer P., Benowitz J., Ntaflos Th. Age and composition of final stage of volcanism in Okhotsk-Chukotka volcanic belt: an example from the Ola plateau (Okhotsk segment) // Proc. Int. Conf. Arctic Margins VI. St. Petersburg, VSEGEI, 2014, p. 171—193.

Bogaard P.J.F., Wörner G. Petrogenesis of basanitic to tholeiitic volcanic rocks from the Miocene Vogelsberg, Central Germany // J. Petrol., 2003, v. 44, p. 569—602, doi: 10.1093/petrology/44.3.569.

Condie K. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos, 2005, v. 79, p. 491—504, doi: 10.1016/j.lithos.2004.09.014.

Evensen N.M., Hamilion P.J., O'Nions R.K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta, 1978, v. 42, p. 1199—1212, doi: 10.1016/0016-7037(78)90114-X.

Fedyunina N.N., Seregina I.F., Bolshov M.A., Okina O.I., Lyapunov S.M. Investigation of the efficiency of the sample pretreatment stage for the determination of the Rare Earth Elements in rock samples by inductively coupled plasma mass spectrometry technique // Anal. Chim. Acta, 2012, v. 713, p. 97—102, doi: 10.1016/j.aca.2011.11.035.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett., 1988, v. 87, p. 249—265, doi: 10.1016/0012-821X(88)90013-1.

Green T.H., Blundy J.D., Adam J., Yaxley G.M. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2—7.5 GPa and 1080—1200°C // Lithos, 2000, v. 53, p. 165—187, doi: 10.1016/S0024-4937(00)00023-2.

Hart S.R. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 90, p. 273—296, doi: 10.1016/0012-821X(88)90031-8.

Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M., White W.M. Nd and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1986, v. 79, p. 33—45, doi: 10.1016/0012-821X(86)90038-5.

Hourigan J.K., Akinin V.V. Tectonic and chronostratigraphic implications of new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of the Arman and Maltan-Ola volcanic fields, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, northeastern Russia // *GSA Bull.*, 2004, v. 116, p. 637—654, doi: 10.1130/B25340.1.

Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification on the common volcanic rocks // *Can. J. Earth Sci.*, 1971, v. 8, p. 523—548, doi: 10.1139/e71-055.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, p. 137—150, doi: 10.1016/0012-821X(84)90109-2.

Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // *Treatise on Geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam, Elsevier, 2003, p. 593—659, doi: 10.1016/B0-08-043751-6/03035-8.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // *J. Petrol.*, 1986, v. 27, p. 745—750, doi: 10.1093/petrology/27.3.745.

Li Hong-Yan, Huang Xiao-Long, Guo Hua. Geochemistry of Cenozoic basalts from the Bohai Bay Basin: Implications for a heterogeneous mantle source and lithospheric evolution beneath the eastern North China Craton // *Lithos*, 2014, v. 196—197, p. 54—66, doi: 10.1016/j.lithos.2014.02.026.

Neal C.R., Mahoney J.J., Chazey W.J. III. Mantle sources and the highly variable role of continental lithosphere in basalt petrogenesis of the Kerguelen Plateau and Broken Ridge LIP: results from ODP Leg 183 // *J. Petrol.*, 2002, v. 43 (7), p. 1177—1205, doi: 10.1093/petrology/43.7.1177.

Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks* / Ed. R.S. Thorpe. John Wiley and Sons, 1982, p. 252—548.

Rudnick R., Gao S. Composition of the continental crust // *Treatise on Geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford, Elsevier—Pergamon, 2003, v. 3, 64 p., doi: 10.1016/B0-08-043751-6/03016-4.

Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts // *Nature*, 2005, v. 434, p. 590—597, doi: 10.1038/nature03411.

Steiger R.H., Jäger E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 36 (3), p. 359—362, doi: 10.1016/0012-821X(77)90060-7.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345, doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.

Tschegg C., Ntaflos T., Akinin V. Polybaric petrogenesis of Neogene alkaline magmas in an extensional tectonic environment: Viliga Volcanic Field, northeast Russia // *Lithos*, 2011, v. 122, p. 13—24, doi: 10.1016/j.lithos.2010.11.009.

Tsypukova S.S., Perepelov A.B., Demontterova E.I., Ivanov A.V., Dril S.I., Kuzmin M.I., Travin A.V., Shcherbakov Yu.D., Puzankov M.Yu., Kanakin S.V. Two stages of the Cenozoic alkaline-basalt volcanism in the Darkhad depression (Northern Mongolia) — Geochronology, geochemistry, and geodynamic consequences // *Geodyn. Tectonophys.*, 2022, v. 13 (3), 0613, doi: 10.5800/GT-2022-13-3-0613.

Yang Zong-Feng, Zhou Jun-Hong. Can we identify source lithology of basalt? // *Sci. Rep.*, 2013, v. 3, p. 1856—1862, doi: 10.1038/srep01856.

Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, v. 14, p. 493—571, doi: 10.1146/annurev.ea.14.050186.002425.