

**ВЛИЯНИЕ ПИРОКСЕНИТОВОГО ИСТОЧНИКА НА МАГМОГЕНЕЗИС ОЛИГОЦЕНОВЫХ
БАЗАЛЬТОВ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ****А.Ю. Мартынов, Ю.А. Мартынов, А.И. Малиновский***ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток,
690022; e-mail: martynov@fegi.ru*

Поступила в редакцию 30 мая 2019 г.

Идентификация и оценка вклада магматических источников в происхождение базитовых магм остается одной из важнейших задач магматической петрологии. В данной работе, на основании новых изотопно-геохимических и минералогических данных, впервые показано влияние пироксенитовых источников на состав олигоценовых базитовых магм северного звена Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. Это выражается в значительных вариациях отношений транзитных элементов первого порядка ($Zn/Fe = 11-17$, $Zn/Mn = 6-10$), Cr/Ni (1.8–6) и содержаний Ni (2000–3600 г/т) в оливинах. Особенности поведения LIL элементов дают основание предполагать присутствие амфибола в пироксенитовом субстрате. Полученные данные могут быть полезны для корректной реконструкции магмогенерирующих и геодинамических процессов на позднекайнозойском этапе базальтоидного вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня.

Ключевые слова: поздний олигоцен, трансформная окраина, астеносферный диапиризм, базальты, изотопы, микроэлементы, пироксенитовый источник, Восточный Сихотэ-Алинь, Дальний Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Доминирующим литологическим источником первичных базальтовых магм в различных геодинамических обстановках считается мантийный перидотит [28]. На этой концепции базируются программы прямого моделирования, хотя расчетные данные могут быть недостоверны при гетерогенном составе мантийного субстрата. Последнее подтверждают многочисленные геологические, минералогические и изотопно-геохимические признаки, указывающие на вклад в магмогенезис базальтовых магм различных геодинамических обстановок пироксенитов и эклогитов [32, 38]. В OIB (Ocean Island Basalts) Гавайского архипелага влияние пироксенитов (без оливина) доказано аномально высокими содержаниями никеля и кремния в примитивных магмах, повышенными содержаниями Ni, низкими концентрациями Ca и высокими отношениями Fe/Mn в оливинах [40]. Вклад пироксенитового источника в магмогенезис базальтов внутриплитных континентальных обстановок обсуждался в работах [23, 27], а для современных субдукционных зон – в [10, 37, 41].

Основными геохимическими признаками участия пироксенитового источника в магмогенезисе в настоящее время считаются: 1) повышенное содержание Ni при заданном значении MgO [39], 2) низкое содержание CaO для заданного значения MgO [30], 3) высокие значения $Zn/Fe \times 10000$ (> 12), $Zn/Mn \times 100$ (> 7) [34], 4) высокие значения FeO/MnO (> 60) [31], 5) корреляция между радиогенными и стабильными изотопами, особенно $^{187}Os / ^{188}O$ и $\delta^{18}O$ [21, 24, 40].

В данной работе, с использованием некоторых из вышеперечисленных критериев, обсуждается вопрос пироксенитовых источников базальтов, андезибазальтов кизинской свиты северной части Восточного Сихотэ-Алиня, формирование которых происходило в режиме трансформной континентальной окраины, внедрения в субконтинентальную литосферу деплезированной океанической астеносферы.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс (ВСАВП), выделенный в 1957 г. Н.С. Шатским, в современном виде представляет собой непрерывную полосу вулканических и связанных с ними интрузив-

ных пород позднемиоценового-плиоценового возраста, протягивающуюся вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива на расстояние около 1500 км, при ширине 20–90 км. Мощность земной коры варьирует от 25–30 км в северной части пояса и до 40 км в южной [6]. Фундаментом для вулканогенных образований служат терригенные породы Нижнеамурского (на севере) и Кемского (центральная и южная части) террейнов [17].

Происхождение вулканического пояса ранее рассматривалось как результат субдукции под Евразийский континент океанической плиты Кула (150–60 млн лет), а после ее поглощения в глубоководном желобе – Тихоокеанской [5], но более поздние исследования позволили установить, что к надсубдукционным можно относить только позднемиоценовые вулканические комплексы [2]. Кайнозойские преимущественно базальтовые лавы формировались в условиях масштабных сдвиговых перемещений вдоль окраины континента, разрыва древней океанической пластины и внедрения в субконтинентальную литосферу деплетированной океанической астеносферы [9]. Дальнейшие исследования еще более усложнили геодинамическую историю формирования ВСАВП, которая оказалась различной для южной и северной его частей. Из-за особенностей конфигурации континентальной границы, северная часть пояса в позднемиоценовое время, развивалась в более сложном, чем типичная субдукция, геодинамическом режиме [8].

Геологическое строение района

Вулканические породы района оз. Кизи (рис. 1) представляют собой стратотип кизинской свиты. Предполагалось, что эта свита, распространенная в Северной и Центральной вулканических зонах Восточного Сихотэ-Алиня, протягивалась в виде почти непрерывной полосы шириной 50–90 км на 945 км вдоль побережья Татарского пролива от 45.7° ю.ш. до 53.7° ю.ш. [18]. Лавы района оз. Кизи выделены в свиту В.Г. Плахотником. Ее миоценовый возраст обосновывался находками олигоценовой флоры Б.М. Штемпелем в Нижнем Приамурье в угленосных пачках, подстилающих базальты [1]. Биостратиграфические данные о миоценовом возрасте свиты приведены не по разрезу оз. Кизи, а по разрезу бухты Демби средней части Центральной зоны Восточного Сихотэ-Алиня (район пос. Нельма в 450 км южнее оз. Кизи) [13]. Подходы к палеонтологическому обоснованию возраста олигоцен-миоценовых осадочных и осадочно-вулканогенных толщ Восточного Сихотэ-Алиня долгое время остаются предметом дискуссии [11]. В разрезе бухты Демби к кизинской свите от-

несены осадочные отложения с макрофлорой второй половины миоцена и палинологическим комплексом интервала позднего олигоцена–среднего миоцена [7]. В Региональной стратиграфической схеме [15] кизинская свита рассматривалась как нижнемиоценовое подразделение центральной и северной частей Восточного Сихотэ-Алиня. Согласно принятой легенде, она сложена лавами базальтового, андезибазальтового и андезитового состава с прослоями туфов, агломератов, аргиллитов, опок и лигнитов. Свита помещена стратиграфически выше колчанского вулканического комплекса (эффузивы и субвулканические тела среднего и кислого состава) и сизиманской толщи (базальты, андезибазальты, трахиандезиты, андезиты, туфы, туфопесчаники, алевролиты и опоки). В принятой легенде более высокое стратиграфическое положение, по отношению к кизинской свите, занимают две свиты: средне-верхнемиоценовая ботчинская (туфы, опоки, туффиты) и плиоцен-четвертичная совгаванская (базальты, трахибазальты).

В работе С.В. Рассказова и др. [14] авторы установили в пределах исследованной территории латеральное изменение состава вулканических пород: вулканического плато и «вершинных» вулканических построек севернее оз. Кизи, условно относящихся к району оз. Кади, а южнее – к району п. Де-Кастри. В районе п. Де-Кастри авторами был определен возраст андезибазальтового образца из основания разреза г. Арбат, который показал две рассчитанные изохроны с близким возрастом 29.71 ± 1.79 млн лет. Плато соответствует возрасту 28.80 ± 0.10 млн лет. По полевому шпату образца из западной части андезибазальтовой экструзии, слагающей вершину, получены спектры с таким же делением на две разновозрастные изохронные фракции: 27.29 ± 0.53 млн лет. В целом, андезибазальтовая толща г. Арбат датируется возрастным интервалом 29–27 млн лет конца раннего–начала позднего олигоцена, относительно принятой границы 28 млн лет. Нами проведены полевые исследования и отбор каменного материала по площади района п. Де-Кастри (плато). При геохимической интерпретации полученных данных использовались также данные, представленные в [14], по породам с соответствующим возрастом 29–27 млн лет (рис. 1).

МЕТОДЫ

Для петрографических и аналитических исследований была отобрана представительная коллекция из 16 образцов без визуальных признаков метасоматических изменений.

Пробоподготовка производилась на оборудовании для обработки геологических проб и образцов

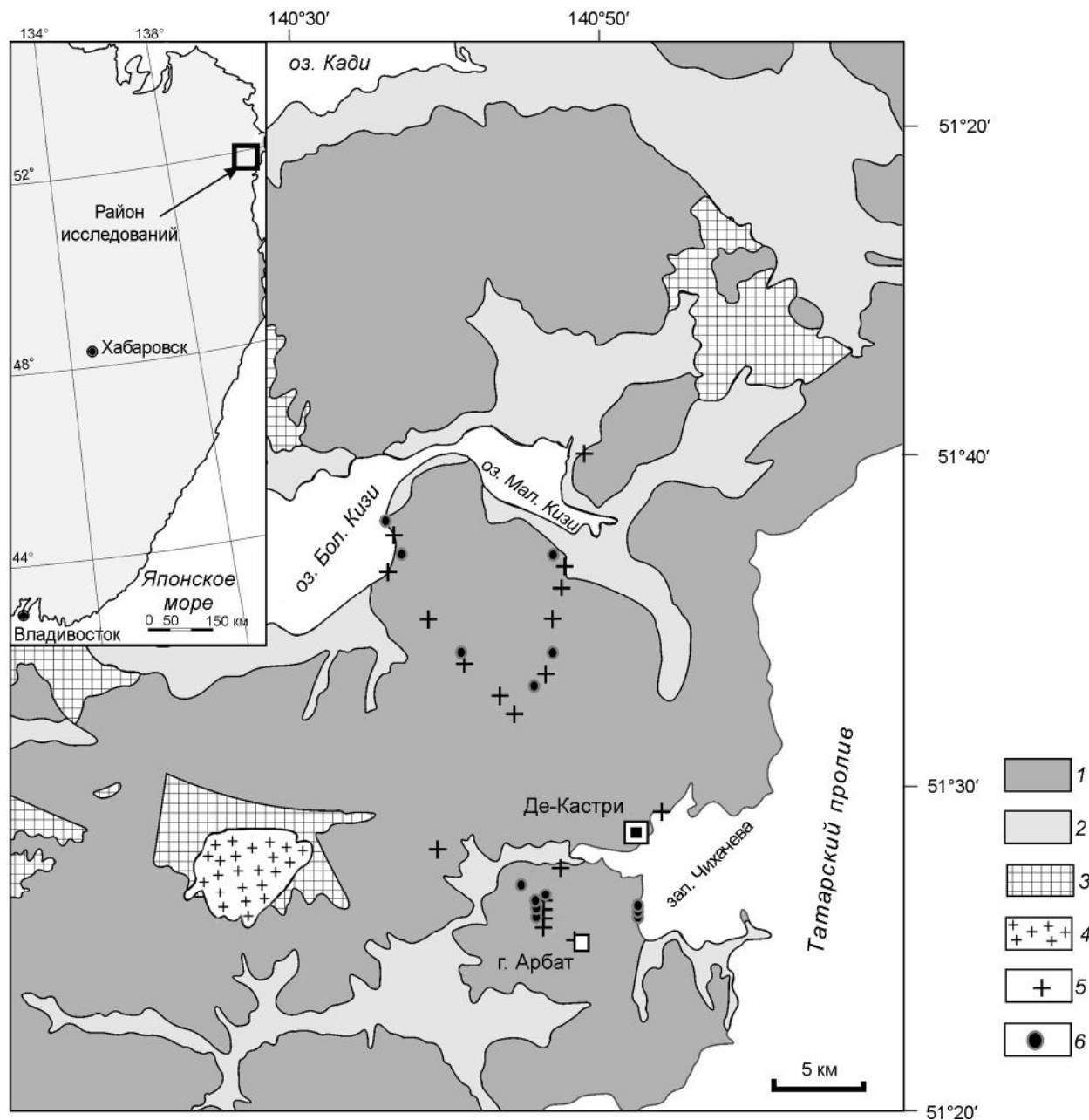


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района оз. Кизи, по [14], с изменениями авторов.

1 – лавы олигоценового вулканического плато; 2 – четвертичные отложения; 3 – палеоцен-эоценовые эффузивы; 4 – палеоцен-эоценовые интрузивы; 5, 6 – места отбора представительных образцов базальтов и андезитобазальтов возрастного интервала 29–27 млн лет, приведенные в работе [14] (5) и в данной статье (6).

российского производства и фирмы Fritsch (Германия) с контролем качества и чистоты. Описание прозрачных шлифов выполнено с использованием современного поляризационного микроскопа ERGAVAL CARL ZEISS JENA (Германия) (ДВГИ ДВО РАН). Составы породообразующих и аксессуарных минералов, стекла основной массы определялись с использованием рентгеновских микроанализаторов JXA-8100 (JEOL Ltd., Япония) (ДВГИ ДВО РАН).

Содержания породообразующих оксидов определялись в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. Концентрации петрогенных элементов были получены с применением методов гравиметрии (SiO_2) и атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , CaO , MgO , MnO , K_2O , Na_2O , P_2O_5) на спектрометре ICAP 6500 Duo (Thermo Electron Corporation, США). В качестве внутреннего стандарта добавлялся раствор кадмия

(концентрация 10 г/т) (аналитики В.Н. Каминская, М.Г. Блохин, Г.И. Горбач). Для перевода в раствор применяется метод открытого кислотного разложения в смеси кислот HF, HNO₃, HClO₄ («superapure», Merck) в отношении 2.5:1:0.5. Градуировочные растворы готовились из стандартных образцов состава ДВА, ДВБ, ДВД, ДВР, СА-1 (Россия) путем открытого разложения. Определение примесных элементов выполнялось методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 (Agilent Technologies, США) с использованием в качестве внутреннего стандарта ¹¹⁵In при конечной концентрации в растворе 10 мг/т. Для градуирования прибора использовали многоэлементные сертифицированные растворы CLMS -1, -2, -3, -4 США; в качестве стандартов – геологические образцы базальтов JB-2, JB-3, андезита JA-2 (Япония).

Подготовка проб для изотопных анализов Nd и Sr проводилась в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН. Химическое разложение и последующее выделение элементов методом ионообменной хроматографии подробно описаны в работе [16]. Определение изотопного состава двух элементов проводилось на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton. Воспроизводимость результатов контролировалась определением состава стандартов La Jolla и SRM-987. За период измерений Sr полученное значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в стандарте SRM-987 соответствовало 0.710241 ± 15 (2σ, 10 измерений), а величина ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в стандарте La Jolla составила 0.511847 ± 8 (2σ, 12 измерений). Изотопный состав Sr нормализован по величине ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr = 8.37521, а состав Nd – по ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219. Изотопный состав Nd приведен к табличному значению стандарта La Jolla ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511860.

Изотопный анализ кислорода по валу выполнен в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. Подготовка образцов к масс-спектрометрическому измерению проведена лазерным методом фторирования. Выделение кислорода выполнено при нагреве проб инфракрасным лазером (MIR-10-30, New Wave Research, USA) в атмосфере паров BrF₃. Очистка кислорода произведена методом криогенного разделения, химическим методом с использованием KBr и хроматографическим методом на капиллярной колонке MOLSIV (длина 25 м, внутренний диаметр 0.32 мм, рабочая температура 40°C). Измерение изотопного состава кислорода проведено на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253 (Thermo Scientific, Германия), работающем в режиме постоянного потока гелия. Измерения выполнены относительно лабораторного стандарта O₂, калиброванного по международному стандарту NBS-28 и стандарту UWG-2 [43]. Результаты измерений представлены в общепринятой фор-

ме: $\delta = (R_{\text{образец}}/R_{\text{стандарт}} - 1) \times 1000$ (‰), где $R_{\text{образец}}$ и $R_{\text{стандарт}}$ – отношение ¹⁸O/¹⁶O в образце и стандарте, соответственно. Воспроизводимость результатов $\delta^{18}\text{O}$ по стандартам (1σ) составляла ± 0.2 ‰, n = 10. Вес анализируемых образцов ~1 мг. Результаты измерений $\delta^{18}\text{O}$ образцов даны в отношении к международному стандарту VSMOW.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Минералогия

Базальты и андезибазальты (29–27 млн лет) представляют собой породы светло-серого цвета с массивной текстурой и порфировой структурой. Изученные образцы отличаются плагиоклаз-оливин-двупироксеновым парагенезисом с резким преобладанием клинопироксена над ортопироксеном. Доминирующим минералом вкрапленником является *плагиоклаз*, состав которого варьирует от битовнита (An₈₄) до лабродора (An₃₈) (рис. 2, а). Вкрапленники плагиоклаза показывают прямую оптическую зональность с уменьшением анортитовой составляющей от центра к периферии кристаллов. В ряде образцов зональность носит ритмический характер, при этом краевые зоны так же обогащены Na₂O (до 7 мас. %) и K₂O (до 0.62 мас. %). Крупные зерна плагиоклаза часто подвержены резорбции. В основной массе плагиоклаз представлен микролитами, состав которых варьирует от лабродора (An₆₅) до андезина (An₃₃) (рис. 2, а).

Оливин является вторым по распространению минералом, состав которого варьирует в пределах Ol₇₆ – Ol₈₇ в зависимости от размера кристалла. Феннокристы имеют хорошо выраженную прямую оптическую зональность, связанную с падением концентрации магния и возрастанием концентраций железа к краевой зоне. Очень часто в виде включений присутствует Cr-шпинель. Корреляция между магнезиальностью Ol и индексом хромистости шпинели (Cr#) не выявлена. Но хорошо проявлена положительная корреляция между Mg# Cr-шпинели и магнезиальностью оливина. В высокомагнезиальных оливинах (Ol₈₅₋₈₇) встречаются включения стекла, состав которых в среднем отвечает андезиту: SiO₂ ~57.67 мас. %; MgO ~9.68 мас. %; Al₂O₃ ~8.33 мас. %; CaO ~2.45 мас. %; FeO ~13.90 мас. %; K₂O ~0.17 мас. %. В менее магнезиальных оливинах (Ol₈₀₋₈₂) состав включений стекла менее кремнеземистый и менее магнезиальный: SiO₂ ~55.46 мас. %; MgO ~5.53 мас. %; Al₂O₃ ~7.83 мас. %; TiO₂ ~1.46 мас. %; CaO ~2.37 мас. %; FeO ~19.99 мас. %; K₂O ~0.55 мас. %. Нередко в высокомагнезиальных оливинах (Ol₈₅₋₈₇) встречаются включения сферической или выпукло-многоугольной формы, сложенные парагенезисом Crx, Орх, амфиболов, слюда,

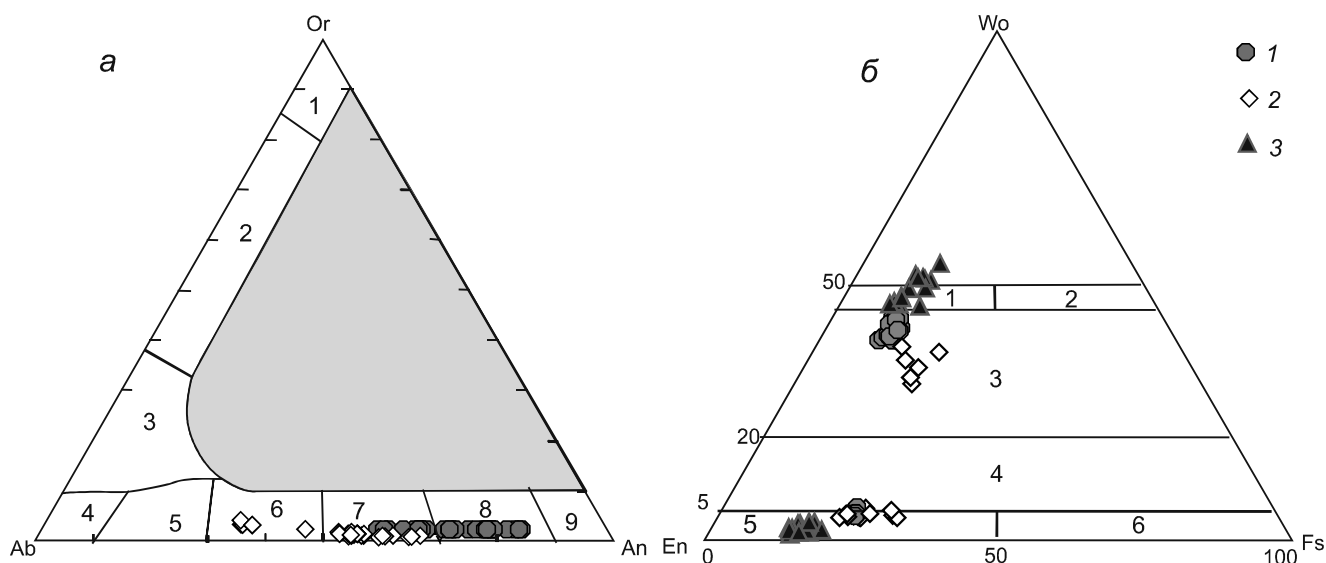


Рис. 2. Классификационная диаграмма Ab–An–Or для фенокристов плагиоклазов из базальтов и андезибазальтов кизинской свиты. Номенклатура плагиоклазов дана по [4] (а).

Цифры на диаграмме: 1 – санидин, 2 – Na-санидин, 3 – анортоклаз, 4 – альбит, 5 – олигоклаз, 6 – андезин, 7 – лабрдор, 8 – битовнит, 9 – анортит.

Классификационная диаграмма En–Wo–Fs для вкрапленников пироксенов из базальтов и андезибазальтов кизинской свиты. Номенклатура пироксенов дана по [36] (б).

Цифры на диаграмме: 1 – диопсид, 2 – геденбергит, 3 – авгит, 4 – пижонит, 5 – клиноэнстатит, 6 – клиноферросилил.

Условные обозначения: 1 – центр фенокриста; 2 – зерна из основной массы; 3 – включения в оливинах.

алюмошнирель с примесными концентрациями Ni (3200–3400 г/т) и Zn (3450–4220 г/т). Клинопироксен в таких включениях варьирует по составу от диопсида до волластонита и характеризуется аномально высокими концентрациями Al_2O_3 (8.00–14.90 мас. %) (рис. 2, б). Магнезиальность ($Mg\# = MgO/(MgO + FeO^*)$) ортопироксена (до 6.30 мас. %) достигает 71–78 (рис. 2, б). Слюды по составу соответствуют высокофтористому флогопиту ($F = 4.5–6$ мас. %), а амфиболы – преимущественно паргаситу. В отдельных зернах оливина (Ol_{86}) можно наблюдать включения, где вышеперечисленные минеральные фазы сосуществуют со стеклом (SiO_2 63.20 мас. %; Al_2O_3 18.92 мас. %; CaO 5.67 мас. %; FeO 0.51 мас. %; Na_2O 2.94 мас. %; K_2O 4.10 мас. %; Cl 0.91 мас. %). Довольно часто можно наблюдать обрастание оливина ортопироксеном, в редких случаях пижонитом. В различных по составу оливинах Fo (80–87) концентрации Ni варьируют от 2000 до 3400 г/т.

Клинопироксен в базальтах кизинской свиты представлен авгитом (рис. 2, б), обычно с прямой (центр – $Mg\#$ 70–72, край – $Mg\#$ 60–70), иногда – с обратной зональностью (центр – $Mg\#$ 67–69, край – $Mg\#$ 70–72). Вкрапленники авгита содержат включения Орх, Pl и титаномагнетита, в редких случаях Cr-шпинель. Практически все фенокристы Crх содержат

примесные концентрации Cr (от 1770 до 4600 г/т). Клинопироксены основной массы по составу также соответствуют авгиту ($Mg\#$ 50–60) (рис. 2, б).

Ортопироксен ($Mg\#$ 63–65) встречается редко в виде небольших вкрапленников. В основной массе он менее магнезиален ($Mg\#$ 53–65) (рис. 2, б).

Петрогеохимическая характеристика

Проанализированные образцы (табл.) основных лав кизинской свиты по содержанию кремнезема относятся к базальтам и андезибазальтам нормальной и умеренной щелочности (рис. 3, а), хотя наиболее основные разновидности классифицируются как трахибазальты (рис. 3, б). Концентрации MgO варьируют в интервале 4–7 мас. %. При близкой магнезиальности содержание большинства петрогенных элементов колеблется в значительных пределах: Al_2O_3 – 16–19 мас. %, SiO_2 – 50–56 мас. %, FeO* – 7–9 %, TiO_2 – 0.8–1.5 мас. % (табл.).

Концентрации когерентных микроэлементов (Cr и Ni) не проявляют положительную корреляцию с содержанием MgO, варьируя в диапазонах 120–210 г/т и 35–90 г/т, соответственно. Аналогичная закономерность наблюдается и для некогерентных элементов – Zr (75–225 г/т), Hf (1.5–5 г/т), Nb (2–14 г/т), Ta (0.1–0.6 г/т) (табл.). LIL элементы ведут себя разно-

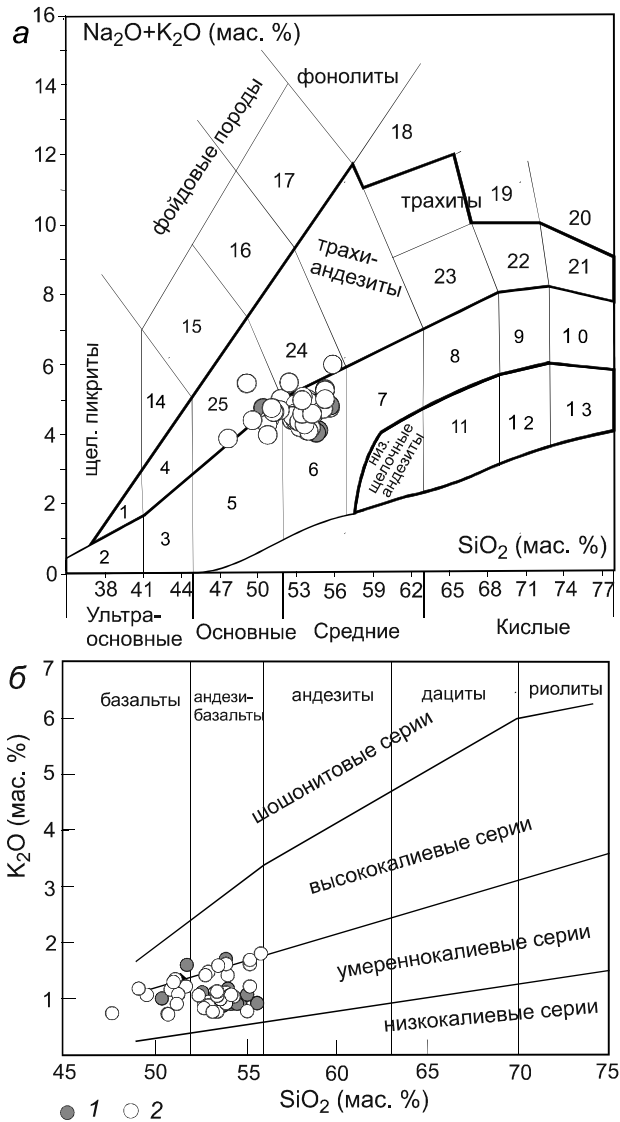


Рис. 3. Классификационные диаграммы для базальтов и андезибазальтов кизинской свиты северной части Восточного Сихотэ-Алиня.

a – (Na₂O + K₂O)–SiO₂ [12]: 1 – умеренно щелочные пикриты, 2 – пикриты, 3 – пикробазальты, 4 – умеренно щелочные пикробазальты, 5 – базальты, 6 – андезибазальты, 7 – андезиты, 8 – дациты, 9 – риодациты, 10 – риолиты, 11 – низкощелочные дациты, 12 – низкощелочные риодациты, 13 – низкощелочные риолиты, 14 – щелочные пикробазальты, 15 – щелочные базальты, 16 – фонотефриты, 17 – тефрифолиты, 18 – щелочные трахиты, 19 – щелочные риодациты, 20 – щелочные риолиты, 21 – трахириолиты, 22 – трахириодациты, 23 – трахидациты, 24 – трахиандезибазальты, 25 – трахибазальты;

б – K₂O–SiO₂,

Условные обозначения: 1 – данное исследование, 2 – опубликованные результаты [14].

направлено. Содержания Sr, Rb, варьируя в пределах 525–750 г/т и 5–35 г/т, соответственно, не коррелируют с MgO, тогда как концентрации Ba закономерно падают с ростом магнезиальности.

Спектры распределения некогерентных элементов, нормированных к MORB (рис. 4), типичны для надсубдукционных вулканитов с характерными максимумами по Pb, K, Ba, Rb, Cs и минимумами по Ta – Nb. Нормализованные к хондриту распределения редкоземельных элементов показывают устойчивое обогащение легкими лантаноидами (LREE/HREE = 5–11). Европиевая аномалия, индикатор участия плагиоклаза в процессах плавления или фракционирования, не выражена или слабо выражена (рис. 4).

Изотопные соотношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в базальтах и андезибазальтах кизинской свиты варьируют в интервале (0.5128–0.5129), а отношение изотопов Sr колеблется в диапазоне 0.7032–0.7043 (рис. 5, табл.). По своему изотопному составу породы кизинской свиты показывают смешанный характер, располагаясь между полями N-MORB и E-MORB (рис. 6). Измеренный изотопный состав кислорода, с вариациями δ¹⁸O от 6.0 ‰ до 6.7 ‰, близок к таковому MORB (рис. 5, табл.).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Роль фракционной кристаллизации и коровой контаминации

Значительные вариации содержаний петрогенных и, что важно, микроэлементов при близких концентрациях MgO (рис. 6) невозможно описать простой моделью кристаллизационной дифференциации ни при каких физико-химических параметрах. Влияние коровой контаминации на микроэлементный и изотопный состав расплавов вряд ли было значительным, учитывая отсутствие корреляции между ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd и SiO₂ и низкие значения σ¹⁸O (рис. 5).

Мантийные источники

При реконструкции состава мантийных источников в зонах, испытавших влияние субдукционных процессов, наряду с радиогенными изотопами информативными являются некогерентные микроэлементы, «консервативные» по отношению к субдукционному водному флюиду (HFSE, HREE). На дискриминантных диаграммах Nb/Yb – Nb, Hf/Nb – Zr/Nb, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd – Nb/Yb (рис. 7) составы изученных пород формируют линейные тренды, свидетельствующие о смешении двух мантийных источников – деплетированного, близкого по составу к источнику MORB, и обогащенного. Минеральный состав последнего позволяют реконструировать особенности поведения Sr, Ni, Zn, Fe, Mn.

Таблица. Петрогеохимический и изотопный состав базальтоидов кизинской свиты.

Элемент	DK-2	DK-3	DK-4	DK-4(1)	DK-5	DK-6	DK-7	DK-7(1)
SiO ₂	51.78	54.05	52.64	53.32	53.93	50.42	54.14	53.34
TiO ₂	1.49	0.85	0.95	0.94	1.22	1.37	0.95	0.93
Al ₂ O ₃	16.56	17.23	17.69	17.77	16.52	17.49	17.45	17.73
FeO*	9.59	7.73	7.90	7.79	8.63	8.73	8.21	8.29
MnO	0.17	0.14	0.13	0.12	0.13	0.15	0.15	0.16
MgO	4.79	5.44	4.84	4.90	4.35	5.65	4.94	4.64
CaO	7.55	7.66	7.58	7.80	7.55	8.81	7.49	7.70
Na ₂ O	3.36	3.52	3.24	3.35	3.24	3.69	3.57	3.56
K ₂ O	1.61	1.18	1.11	1.11	1.71	1.01	1.06	1.05
P ₂ O ₅	0.77	0.25	0.34	0.32	0.56	0.45	0.32	0.31
LOI	1.01	0.63	1.63	1.15	0.71	0.75	0.47	0.80
Сумма	100.12	99.68	100.04	100.11	99.70	99.77	99.80	99.73
Cr	134	208	150	150	100	137	119	142
Ni	75	75	62	59	43	74	55	67
Cs	0.59	0.24	0.15	0.10	0.59	0.08	0.29	0.27
Rb	26.35	15.54	6.30	5.96	28.89	13.30	14.98	14.12
Ba	626	336	411	375	571	309	393	295
Sr	725	605	614	646	613	598	599	611
Th	1.80	1.37	1.32	1.35	2.12	1.08	1.28	1.26
U	0.45	0.35	0.29	0.28	0.55	0.20	0.37	0.36
Nb	13.50	4.64	7.51	7.52	10.48	7.07	4.43	4.32
Ta	0.62	0.25	0.40	0.39	0.46	0.34	0.23	0.23
La	33.82	12.73	19.07	17.41	29.64	15.68	12.63	13.09
Ce	79.26	27.81	38.40	35.51	69.19	37.53	27.86	28.14
Pb	11.84	6.19	7.93	8.45	12.22	5.87	7.03	6.33
Pr	10.27	3.73	5.65	5.06	8.67	5.19	4.08	4.16
Nd	43.00	15.39	23.29	20.98	35.82	22.16	17.49	18.00
Sm	8.12	3.29	4.81	4.16	6.98	4.72	3.69	3.91
Zr	227	113	142	143	214	143	102	100
Hf	4.34	2.32	2.75	2.86	4.29	2.72	2.18	2.05
Eu	2.23	1.07	1.50	1.37	1.77	1.51	1.31	1.44
Gd	7.41	3.35	4.93	4.33	6.46	4.84	3.86	4.41
Tb	1.21	0.52	0.79	0.69	0.96	0.73	0.61	0.64
Dy	6.76	3.12	4.54	4.02	5.36	4.50	3.56	3.72
Y	37.84	18.65	28.21	23.92	29.99	25.21	20.81	22.68
Ho	1.31	0.66	0.97	0.84	1.10	0.91	0.74	0.76
Er	3.79	1.75	2.84	2.40	3.00	2.65	2.12	2.32
Tm	0.53	0.28	0.40	0.34	0.41	0.38	0.32	0.32
Yb	3.34	1.72	2.56	2.33	2.67	2.32	2.02	2.18
Lu	0.51	0.27	0.38	0.34	0.39	0.35	0.35	0.32
δ ¹⁸ O	6.3	-	6.3	6.2	6.3	6.0	-	-
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.51281	0.51289	-	-	0.51278	-	-	-
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.70387	0.70387	-	-	0.70434	-	-	-

Таблица. (Окончание).

Элемент	DK-8	DK-8(1)	DK-9	DK-9(1)	DK-9(1/1)	DK-10	DK-11	DK-12
SiO ₂	55.65	55.65	53.78	54.50	54.74	54.20	54.56	55.11
TiO ₂	0.75	0.72	0.82	0.79	0.79	0.79	0.80	0.85
Al ₂ O ₃	17.15	16.90	16.63	16.31	16.01	16.18	15.92	17.81
FeO*	6.90	6.97	7.88	7.74	7.74	7.74	7.85	6.53
MnO	0.13	0.12	0.13	0.13	0.13	0.14	0.13	0.12
MgO	5.25	5.79	5.50	5.61	5.75	5.82	5.69	4.16
CaO	7.00	7.33	8.40	8.45	8.68	8.89	8.41	6.42
Na ₂ O	3.79	3.85	3.18	3.14	3.11	3.21	3.09	3.88
K ₂ O	0.92	0.92	0.87	0.96	0.95	0.91	0.91	1.08
P ₂ O ₅	0.18	0.18	0.19	0.19	0.19	0.18	0.18	0.23
LOI	1.18	0.57	1.37	0.99	0.78	0.51	1.17	1.67
Сумма	100.16	99.55	99.70	99.63	99.85	99.57	99.74	99.63
Cr	137	183	117	159	182	202	195	79
Ni	66	76	33	32	32	35	36	17
Cs	0.19	0.15	0.14	0.88	0.83	0.37	0.21	0.23
Rb	8.53	8.85	5.87	12.63	12.51	8.67	8.26	11.07
Ba	249	239	283	285	280	266	253	322
Sr	682	715	773	768	767	749	685	729
Th	0.80	0.81	0.66	0.62	0.62	0.61	0.62	1.39
U	0.21	0.20	0.20	0.18	0.21	0.19	0.20	0.33
Nb	2.40	2.34	2.48	2.45	2.44	2.52	2.52	4.44
Ta	0.13	0.13	0.13	0.12	0.11	0.12	0.13	0.22
La	7.45	7.38	8.52	8.88	8.78	8.83	8.18	11.59
Ce	16.67	16.61	19.35	19.74	19.51	19.75	18.71	23.76
Pb	4.76	4.80	9.46	8.82	9.01	7.90	6.91	5.03
Pr	2.40	2.35	2.86	2.93	2.89	2.91	2.73	3.30
Nd	10.74	10.41	12.81	12.91	13.21	13.00	11.94	13.76
Sm	2.45	2.32	2.90	2.84	2.85	2.88	2.74	2.84
Zr	70	68	70	69	69	70	69	96
Hf	1.70	1.65	1.71	1.68	1.66	1.69	1.67	2.05
Eu	0.86	0.85	0.94	0.98	1.00	0.95	0.94	1.00
Gd	2.50	2.33	2.79	2.98	2.95	3.05	2.86	2.95
Tb	0.41	0.42	0.45	0.47	0.47	0.48	0.45	0.46
Dy	2.47	2.44	2.71	2.79	2.83	2.90	2.70	2.78
Y	14.01	13.86	15.59	16.71	16.74	17.41	15.15	15.80
Ho	0.50	0.50	0.57	0.59	0.56	0.60	0.54	0.55
Er	1.52	1.47	0.94	1.70	1.67	1.75	1.53	1.64
Tm	0.22	0.21	0.23	0.24	0.24	0.25	0.22	0.23
Yb	1.37	1.37	1.48	1.55	1.48	1.61	1.45	1.55
Lu	0.21	0.21	0.23	0.23	0.24	0.24	0.22	0.22
δ ¹⁸ O	-	6.1	6.7	6.3	6.5	6.2	-	-
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	-	0.5129	-	-	-	-	-	-
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	-	0.7032	-	-	-	-	-	-

Примечание. FeO* – сумма оксидов железа, пересчитанная на FeO; LOI – потери при прокаливании. Петрогенные элементы – в мас. %, микроэлементы – в г/т. Прочерк – не анализировалось.

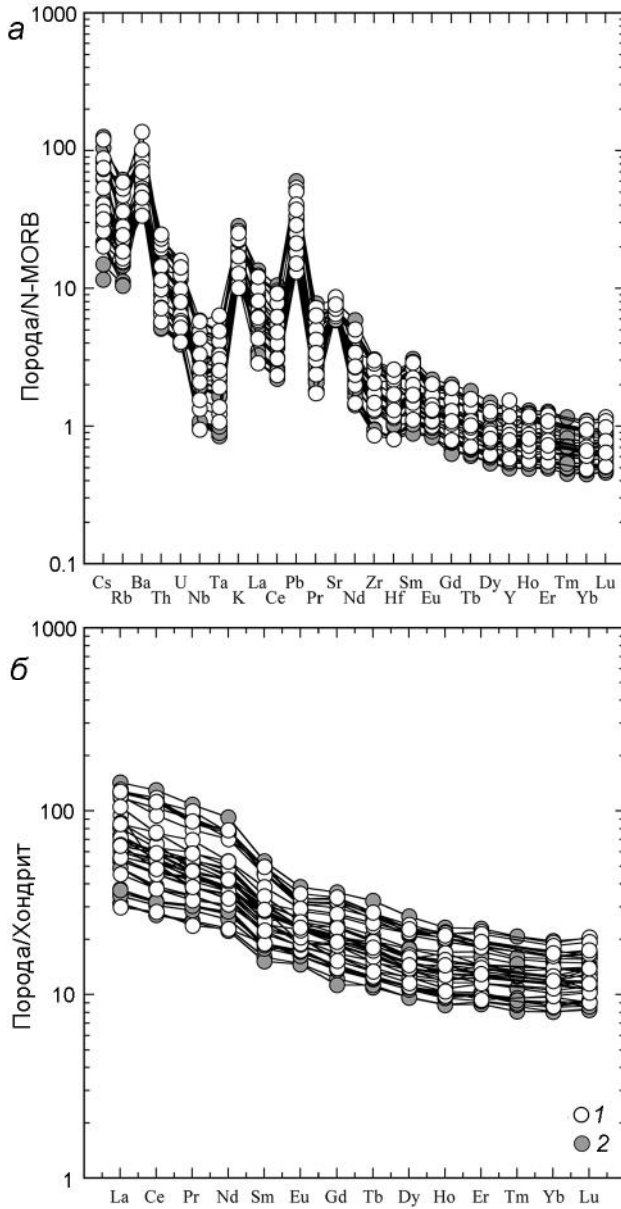


Рис. 4. Графики распределения содержаний микроэлементов, нормированных к: *a* – N-MORB [42], *б* – C1 хондриту [42].

Условные обозначения см. рис. 3.

При близких содержаниях MgO, отношение Cr/Ni в базальтах и андезитобазальтах кизинской свиты варьируют в интервале 1.8–6 (рис. 8). Учитывая высокие значения отношений коэффициентов распределения этих элементов ($D_{\min/Liq}(Cr/Ni)$) для ортопироксена (2), клинопироксена (3) и граната (3.6), но низкие для оливина (~0.1) [39], в качестве обогащенного источника можно предполагать пироксен-гранатовый пироксенит (Cr/Ni 1.8–2.5), а деплетированного – оливинсодержащий перидотит (Cr/Ni 2.5–6).

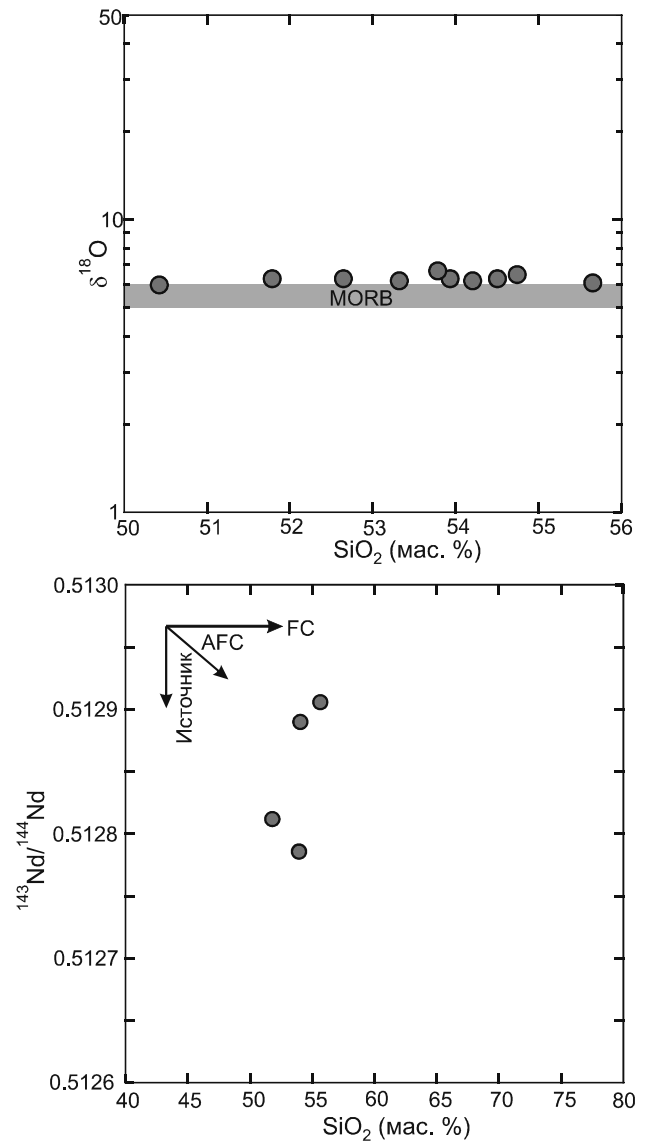


Рис. 5. Поведение радиогенных и стабильных изотопов в основных лавах.

FC – кристаллизационная дифференциация; AFC – ассимиляция и кристаллизационная дифференциация. Условные обозначения см. рис. 3.

Вклад пироксенитового источника в магмогенезис подтверждают и особенностью поведения транзитных металлов первого порядка (FRTE). Согласно экспериментальным данным [34], Mn, Fe и Zn ведут себя различным образом при плавлении перидотитового и пироксенитового субстрата. В отличие от оливина и ортопироксена, не оказывающих влияние на перераспределение этих элементов, присутствие граната и клинопироксена в рестите приводит к их фракционированию, повышая Zn/Fe и Zn/Mn

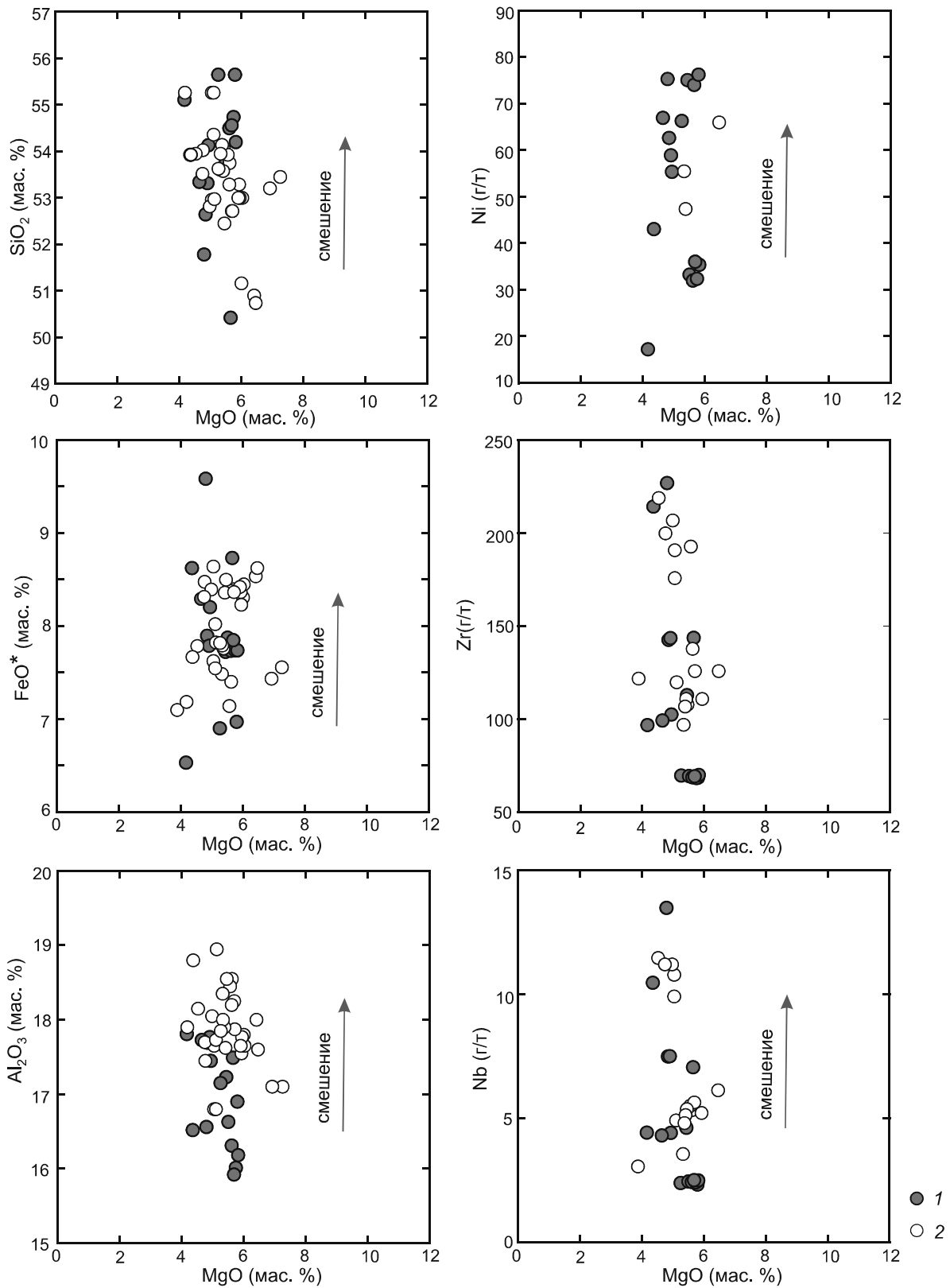


Рис. 6. Вариации содержания петрогенных (SiO₂, FeO*, Al₂O₃) и микроэлементов (Ni, Zr, Nb) в зависимости от концентрации MgO.

Условные обозначения: 1–2 – см. рис 3.

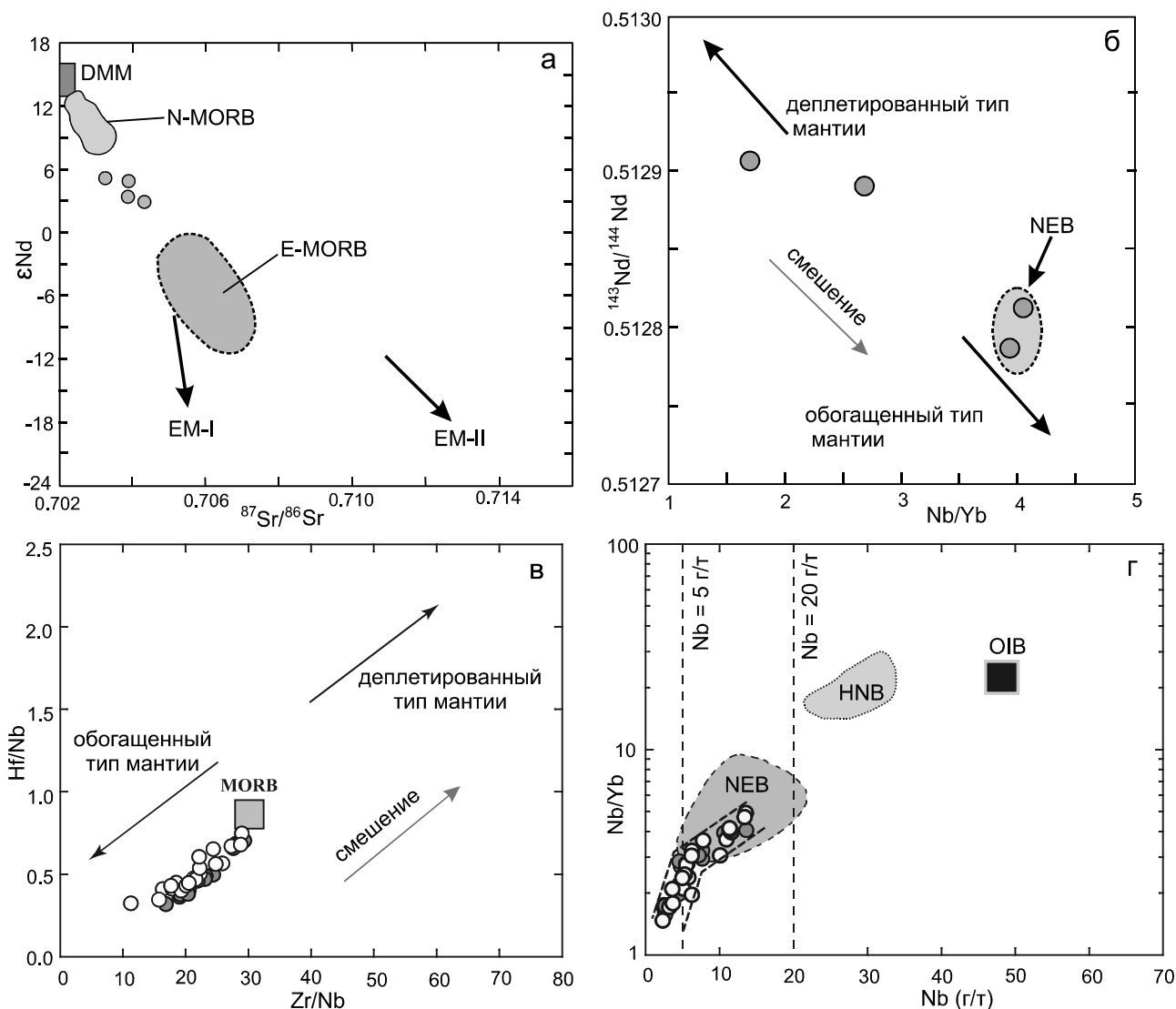


Рис. 7. Оценка составов магматических источников по соотношениям радиогенных изотопов и некогерентных элементов – DMM, N-MORB, E-MORB, EM-I, EM-II, по [46]; MORB – по [31]; NEB и HNB – по [20, 22, 25, 33, 35, 44, 45]; OIB – по [44].

Условные обозначения см. рис. 3.

отношения в образующемся расплаве (рис. 9). Вклад пироксенитового источника в магмогенезис изучаемых пород подтверждает широкий диапазон вариаций содержаний Ni (2000–3600 г/т) в высокомагнезиальных оливинах кизинских базальтов (рис. 10), наиболее раннем кристаллизующемся минерале.

О присутствии амфибола в пироксенитовом источнике свидетельствуют и особенности поведения LIL в базальтах и андезибазальтах кизинской свиты. Ba и Rb являются когерентными элементами по отношению к флогопиту, но умеренно когерентными для амфибола [19, 33]. Sr является некогерентным элементом в обоих случаях. Следовательно, распла-

вы, образованные в результате плавления амфиболсодержащего вещества, будут отличаться сравнительно низкими (< 0.1) Rb/Sr отношениями и более высокими (> 20) – Ba/Rb [26]. Поскольку значения Rb/Sr отношения в базальтах и андезибазальтах кизинской свиты варьируют в интервале 0.01–0.06, а значения Ba/Rb – 18–65 (рис. 11), можно предполагать присутствие амфибола в пироксенитовом источнике.

ВЫВОДЫ

Полученные петрогеохимические и минералогические данные свидетельствуют о влиянии на состав базальтовых магм перидотитового и пироксенитового

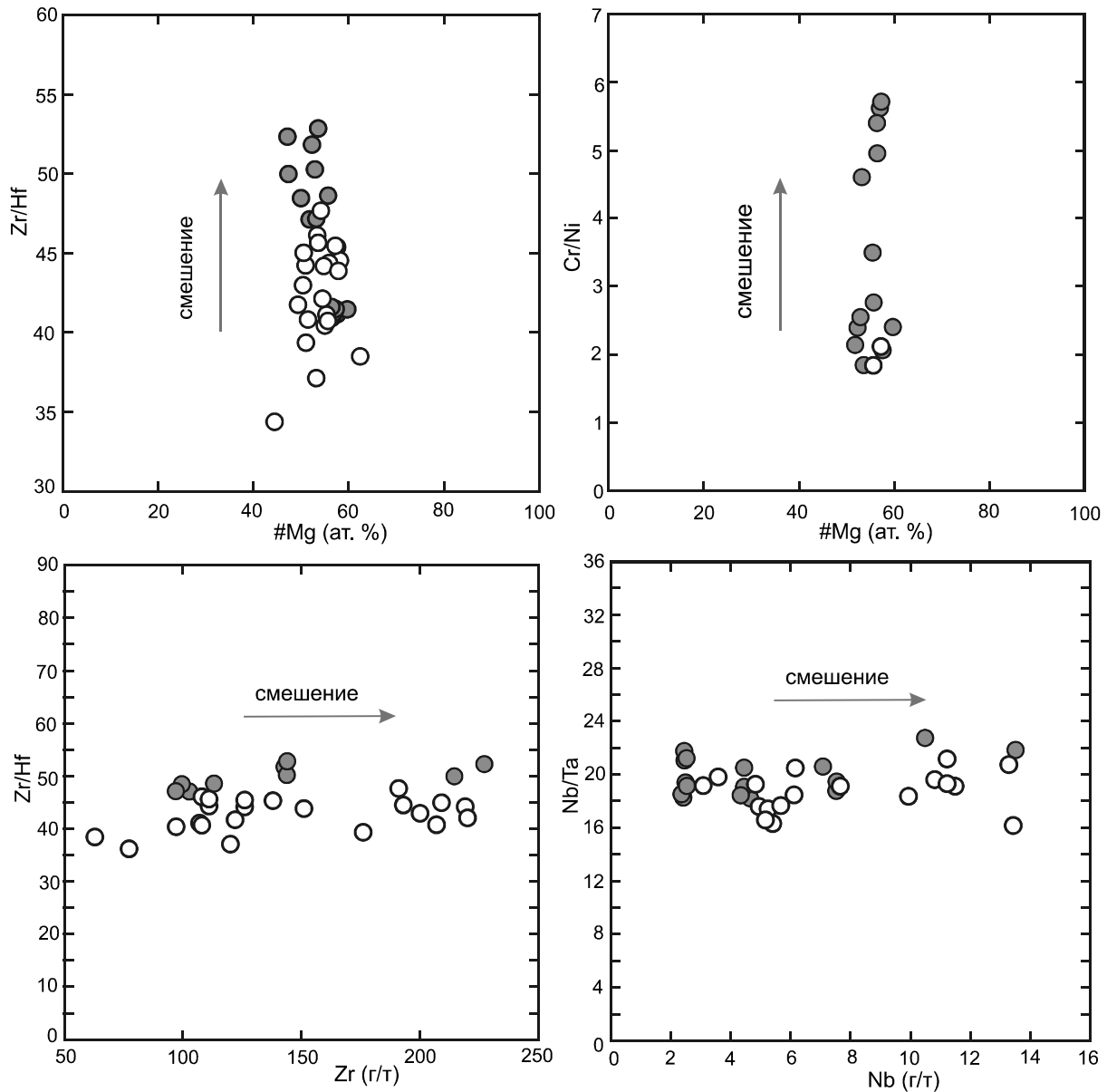


Рис. 8. Отношения некогерентных элементов Cr в базальтах кизинской свиты. Условные обозначения см. рис 3.

источников. Для северного отрезка вулканического пояса, развивавшегося в геодинамической обстановке трансформной границы литосферных плит и при активном астеносферном диапиризме, это обстоятельство ранее не учитывалось, что оказывало негативное влияние на корректность реконструкций состава плавящегося вещества и условий магмогенезиса.

Принимая во внимание, что на Камчатке, в зоне современной субдукции, признаки влияния пироксенитовых источников на магматизм также фиксируются в зонах активного астеносферного диапиризма (Центрально-Камчатская депрессия) [3], полученные данные представляют определенный интерес и для

решения вопроса о механизмах вовлечения пироксенитовой мантии в магмогенерирующий процесс.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают особую признательность д.г.-м.н. В.В. Голозубову и к.г.-м.н. С.А. Касаткину (ДВГИ ДВО РАН) за организацию и помощь в проведении полевых исследований. Дружественные критические замечания рецензентов д.г.-м.н. А.Б. Перепелова (Институт геохимии СО РАН) и к.г.-м.н. Н.В. Горбач позволили значительно улучшить работу.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-00041.

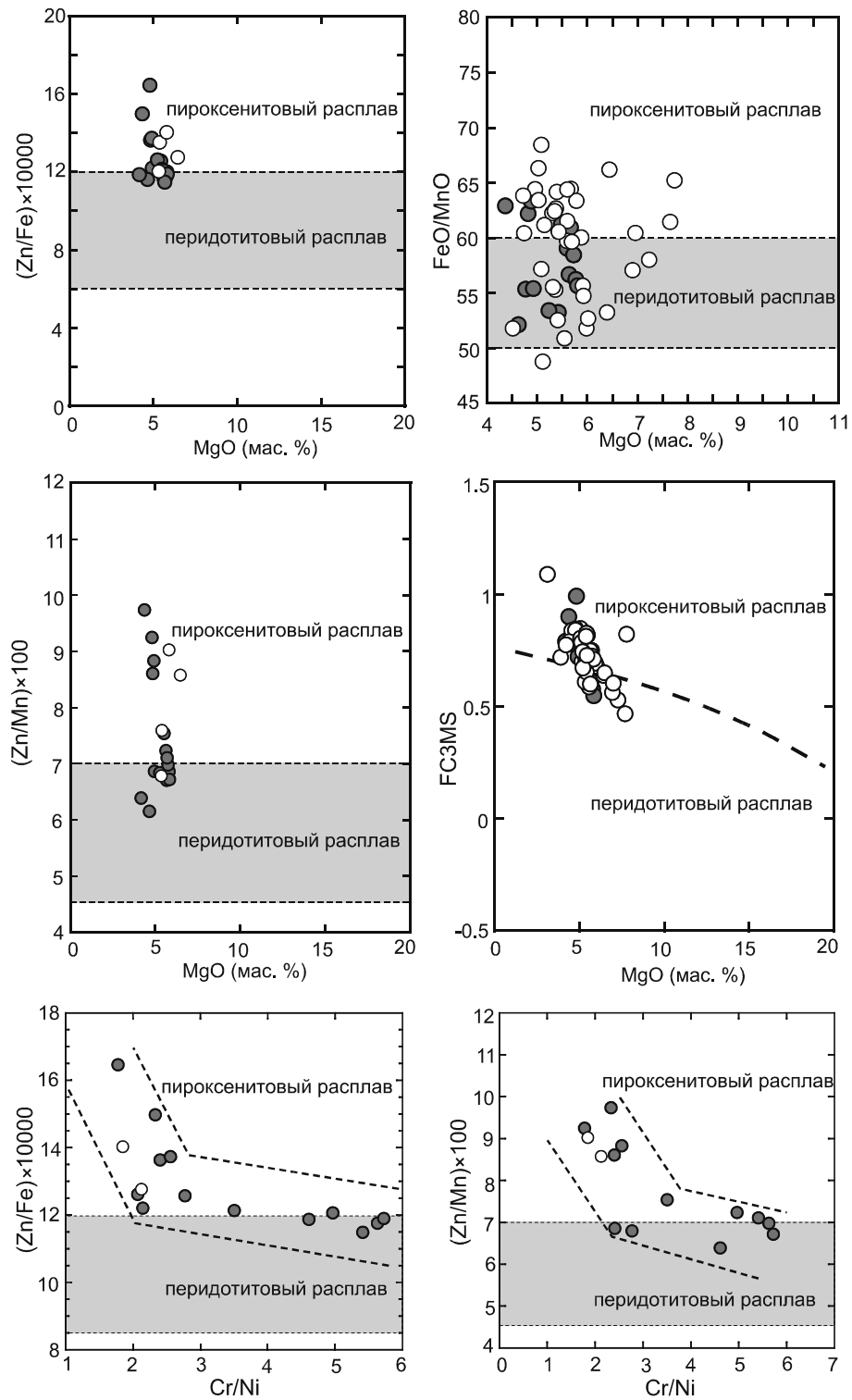


Рис. 9. Дискриминантные диаграммы для основных пород кизинской свиты.

Пироксенитовые и перидотитовые – по [34]; FC3MS – $FeO/CaO - 3 \times MgO/SiO_2$ – по [47]. Условные обозначения см. 3.

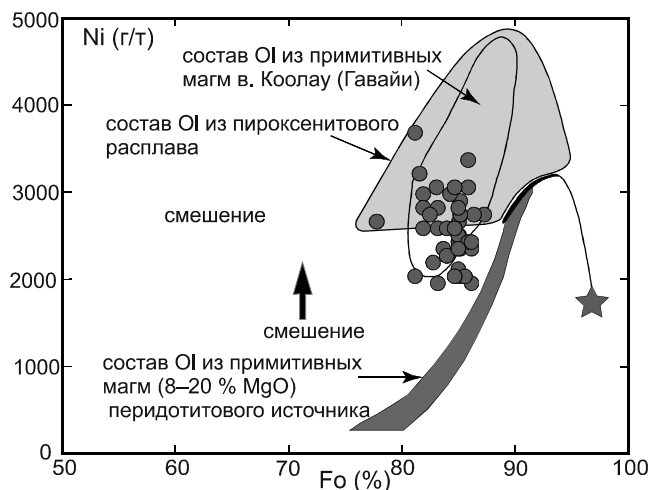


Рис. 10. Составы вкрапленников оливинов в базальтах и андезитобазальтах кизинской свиты.

Поле составов ОI из производных магм (8–20 % (MgO)) перидотитового расплава и ОI из реакционного пироксенитового расплава, по [31]; ОI из примитивных магм в. Коолау (Гавайи), по [41]; звездочка – обогащенный перидотит [31].

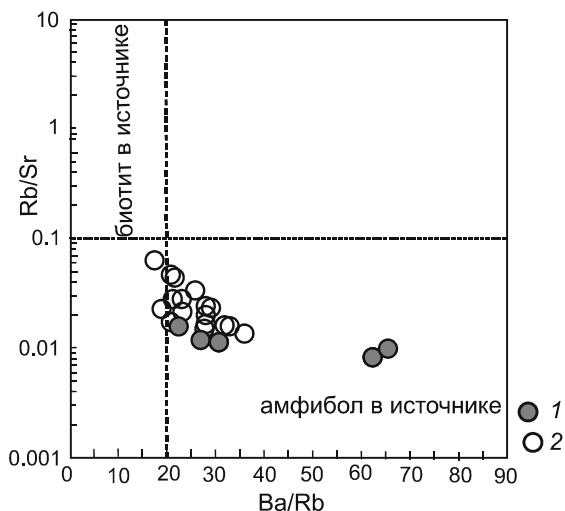


Рис. 11. Отношение Rb/Sr–Ba/Rb в основных лавах кизинской свиты.

Условные обозначения см. на рис 3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахметьев М.А., Батылева Л.П. Неоген-четвертичные андезитобазальты Восточного Сихотэ-Алиня // Петрология неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1971. С. 13–47.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2-х кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 281 с.
3. Давыдова М.Ю., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б. Эволюция изотопно-геохимического состава пород вулкана Ук-

- сичан (Срединный хребет, Камчатка) и ее связь с неогеновой тектонической перестройкой Камчатки // Петрология. 2019. Т. 27, № 3. С. 283–308.
4. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М: Мир, 1965. Т. 2. 405 с.
5. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Наталин Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра. 1990. Т. 2. С. 327.
6. Лишневский Э.Н. Основные черты тектоники и глубинное строение континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным // Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969. С. 21–31.
7. Лопатина Д.А. Палинологические и макрофлористические комплексы из эоцен-миоценовых отложений побережья Татарского пролива (Восточный Сихотэ-Алинь) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 4. С. 70–88.
8. Мартынов А.Ю., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Касаткин С.А. Латеральная зональность Восточно-Сихотэ-Алинского пояса: особенности геодинамических условия формирования в позднемиоценовое время // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 84–101.
9. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С. 94–108.
10. Некрылов Н.А., Попов Д.В., Плечов П.Ю. Гранат-пироксенитовый источник расплава на Камчатке: состав расплавленных включений и оливина голоценовых пород Кекукнайского вулкана // Петрология. 2018. Т. 26, № 4. С. 1–23.
11. Олейников А.В., Олейников Н.А. Геология кайнозоя Среднего Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2005. 261 с.
12. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
13. Плахотник В.Г. Новые данные о строении эффузивов кизинской свиты в Северо-Восточном Сихотэ-Алине // Сов. геология. 1962. № 4. С. 120–122.
14. Рассказов С.В., Приходько Т.А., Ясыгина Т.А., Фефелов Е.В., Саранина Е.В., Войнова И.П., Брандт С.Б. Мантийные источники кайнозойских вулканических пород района оз. Кизи (Восточный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 5. С. 94–121.
15. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений юга материковой части Дальнего Востока. (Утв. МСК в 1991 г.) Хабаровск, 1994. 34 с.
16. Саватенков В.М., Морозова И.М., Левский Л.К. Поведение изотопных систем (Sm-Nd; Rb-Sr; K-Ar; U-Pb) при щелочном метасоматозе (фениты зоны экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии) // Геохимия. 2004. № 10. С. 1027–1049.
17. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М.: ИГЕМ РАН, 1993. 31 с.
18. Шилов Н.А., Косыгин Ю.А. Карта вулканотектонических структур прибрежно-материковой части Дальнего Востока СССР. 1:1500000. 1982.
19. Adam J.D., Green T.H., Sie S.H. Proton microprobe determined partitioning of Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb and Ta

- between experimentally produced amphiboles and silicate melts with variable F content // *Chem. Geol.* 1993. V. 109, N 1–4. P. 29–49.
20. Aguilon-Robles A., Caimus T., Bellon H., Maury R.C., Cotton J., Bourgois J., Michaud F. Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California // *Geology*. 2001. V. 29, N 6. P. 531–534.
 21. Carlson R.W. Application of the Pt–Re–Os isotopic systems to mantle geochemistry and geochronology // *Lithos*. 2005. V. 82, N 3–4. P. 249–272.
 22. Castillo P.R., Rigby S.J., Solidum R.U. Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: geochemical evidence from the Sulu Arc, southern Philippines // *Lithos*. 2007. V. 97, N 3–4. P. 271–288.
 23. Chen L.H., Zeng G., Jiang S.Y., Hofmann A.W., Xu X.S. Sources of Anfengshan basalts: subducted lower crust in the Sulu UHP belt, China // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 286, N 3–4. P. 426–435.
 24. Day J.M., Pearson D.G., Macpherson C.G., Lowry D., Carracedo J.C. Pyroxenite-rich mantle formed by recycled oceanic lithosphere: oxygen-osmium isotope evidence from Canary Island lavas // *Geology*. 2009. V. 37, N 6. P. 555–558.
 25. Defant M.J., Jackson T.E., Drummond M.S., Deboer J.Z., Bellon H., Feigenson M.D., Maury R.C., Stewart R.H. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview // *J. Geol. Soc.* 1992. V. 149, N 4. P. 569–579.
 26. Furman T., Graham D. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: Geochemical evidence from the Kivu volcanic province // *Lithos*. 1999. V. 48, N 1–4. P. 237–262.
 27. Geoffrey H.H., Chris H. Discriminating between pyroxenite and peridotite sources for continental flood basalts (CFB) in southern Africa using olivine chemistry // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2017. V. 475. P. 143–151.
 28. Green D. H., Ringwood A. E. Mineral assemblages in a model mantle composition // *J. Geophys. Res.* 1963. V. 68, N 3. P. 937–944.
 29. Gregory R. T., Taylor P. H. Jr. An oxygen isotope profile in a section of cretaceous oceanic crust, Samail Ophiolite, Oman: Evidence for 18O buffering of the oceans by deep (>5 km) seawater-hydrothermal circulation at midocean ridges // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86, N 84. P. 2737–2755.
 30. Herzberg C., Asimow P.D. Petrology of some oceanic island basalts: PRIMELT2. XLS software for primary magma calculation // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. V. 9, N 9.
 31. Herzberg C. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary Islands: implications for origins // *J. Petrol.* 2011. V. 52, N 1. P. 113–146.
 32. Hirschmann M.M., Stolper E.M. A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the ‘garnet signature’ in MORB // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1996. V. 124, N 2. P. 185–208.
 33. Latourrette T., Hervig R. L., Holloway J. R. Trace-element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 135, N 1–4. P. 13–30.
 34. Le Roux V., Lee C.-T.A., Turner S.J. Zn/Fe systematics in mafic and ultramafic systems: Implications for detecting major element heterogeneities in the Earth’s mantle // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2010. V. 74, N 9. P. 2779–2796.
 35. Macpherson C.G., Chiang K.K., Hall R., Nowell G.M., Castillo P.R., Thirlwall M.F. Plio-Pleistocene intra-plate magmatism from the southern Sulu arc, Semporna peninsula, Sabah, Borneo: implications for high-Nb basalt in subduction zones // *J. Volcanology and Geothermal Research*. 2010. V. 190, N 1–2. P. 25–38.
 36. Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K. et al. Nomenclature of pyroxenes: report of the subcommittee on pyroxenes of the International Association, commission on new Mineral and Mineral names // *Amer. Mineral.* 1988. V. 73. P. 1123–1133.
 37. Nikulin A., Levin V., Carr M., Herzberg C., West M. Evidence for two upper mantle sources driving volcanism in Central Kamchatka // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 321–322. P. 14–19.
 38. Schulze D.J. Constrains of abundance of eclogite in the upper mantle // *J. Geophysical Research*. 1989. V. 94. P. 4205–4212.
 39. 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.
 40. Sobolev A.V., Hofmann A.W., Brüggemann G., Batanova V.G., Kuzmin D.V. A quantitative link between recycling and osmium isotopes // *Science*. 2008. V. 321, N 5888. P. 536.
 41. Straub S.M., Gomez-Tuena A., Stuart F.M. Formation of hybrid arc andesites beneath thick continental crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 303, N 3–4. P. 337–347.
 42. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / A.D. Saunders & M.J. Norry (eds.) // *Magmatism in the Ocean Basins*. 1989. *Geol. Soc. Spec. Publ. London*. P. 313–345.
 43. Valley J.W., Kitchen N., Kohn M.J., Niendorf C.R., Spicuzza M.J. UWG-2, a garnet standard for oxygen isotope ratio: Strategies for high precision and accuracy with laser heating // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59. P. 5223–5231.
 44. Wang Q., Wyman D.A., Xu J.F., Wan Y.S., Li C.F., Zi F., Jiang Z.Q., Qiu H.N., Chu Z.Y., Zhao Z.H., Dong Y.H. Triassic Nb-enriched basalts, magnesian andesites, and adakites of the Qiangtang terrane (Central Tibet): evidence for metasomatism by slab-derived melts in the mantle wedge // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2008. V. 155, N 4. P. 473–490.
 45. Xia L.Q., Xu X.Y., Xia Z.C., Li X.M., Ma Z.P., Wang L.S. Petrogenesis of Carboniferous rift-related volcanic rocks in the Tianshan, northwestern China // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2004. V. 116, N 3. P. 419–433.
 46. Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // *Annual review of Earth and planetary sciences*. 1986. V. 14. P. 493–571.
 47. Zong-Feng Yang, Jun-Hong Zhou Can we identify source lithology of basalt? // *Scientific Reports*. 2013. N 3. P. 1–7
DOI: 10.1038/srep01856

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком
после доработки 17.12.2019 г.
принята к печати 23.07.2020 г.

A.Yu. Martynov, Yu.A. Martynov, A.I. Malinovskii

Role of pyroxenite mantle in magma genesis of the Oligocene basalts from the northern part of East Sikhote Alin

Identification of magma sources as well as its role in creating the diversity of magma compositions still remains one of the fundamental petrological problems. In our work, on the basis of new comprehensive isotope-geochemical and mineralogical data, we made an attempt to reconstruct the contribution of pyroxenite mantle source in the Oligocene basaltic magma genesis of the northern part of East Sikhote Alin volcanic belt. The most important indicators of this source are significant variations the first order transit elements ratios ($Zn/Fe = 11-17$, $Zn/Mn = 6-10$, $Cr/Ni (1,8-6)$ and concentration of Ni (2000-3600 г/т) in olivine. LIL elements behavior suggests the presence of amphibole in pyroxenite substrate. The data obtained can be useful for the correct reconstruction of the magma generation and the geodynamic environment of this territory at the Late Cenozoic.

Key words: Oligocene, asthenospheric diapirism, basalts, isotopes, trace elements, pyroxenite source, East Sikhote Alin, Far East of Russia.