

**НОВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ
КСЕНОЛИТОВ УЛЬТРАМАФИТОВ В ВУЛКАНИТАХ КАМЧАТСКО-КОРЯКСКОГО
РЕГИОНА.**

ДВА ТИПА МАНТИЙНОГО СУБСТРАТА В СОВРЕМЕННОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЕ

А.В. Колосков¹, Ю.А. Мартынов², В.В. Ананьев¹

¹ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, б-р Пийна 9, г. Петропавловск-Камчатский, 683006;
e-mail: kolosav@kscnet.ru

²ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток,
660022; e-mail: martynov@fegi.ru

Поступила в редакцию 28 января 2016 г.

Представлены новые изотопно-геохимические и минералогические данные о составе мантийных ксенолитов «островодужного» (на вулканах: Авачинском, Шивелуч, Харчинском) и «внутриплитного» (в районах: р. Валовая, мыс Наварин, на вулкане Бакенинг) типов. По составу минералов и их парагенезису «островодужный» тип ксенолитов относится к оливин-плаггиоклазовой фации глубинности. Фациальная принадлежность «внутриплитных» ксенолитов меняется – от шпинель-лерцолитовой до верлитовой, переходной к оливин-плаггиоклазовому равновесию. Для большинства «внутриплитных» ксенолитов наблюдается обогащение высокозарядными элементами (Ti, Nb, Hf, Zr, Yb). «Островодужные» ксенолиты в целом обеднены, а «внутриплитные» – обогащены всеми РЗЭ. Первые имеют более низкие Rb-изотопные отношения и находятся в свинцово-изотопном равновесии с нижнекоровыми базитами, а большинство представителей второй группы обогащены радиогенным свинцом. Ксенолиты первого типа изначально являются магматическими образованиями и входят в состав сублитосферной коро-мантийной смеси, второй тип ксенолитов отражает состав астеносферного мантийного источника. Первичный облик пород включений осложняется вторичной перекристаллизацией и метасоматической переработкой.

Ключевые слова: ксенолиты, геохимия, изотопия, вулканы, Камчатско-Корьякский регион.

ВВЕДЕНИЕ

Ксенолиты ультраосновных пород в пределах рассматриваемого региона широко распространены и детально изучены [3, 8–10, 19, 20, 22, 27, 28]. При этом явно преобладает их минералогическое описание и анализ состава минералов. Работ изотопно-геохимического плана немного [15, 27, 33]. До конца нерешенной остается проблема генезиса этих образований и места, которое они должны занимать в петрологических моделях. Во многих петрологических построениях [6, 12, 21, 27, 28] состав ультраосновных включений традиционно используется для реконструкции «мантийного клина» и характера его метасоматической переработки.

Вместе с тем, анализ материалов по ксенолитам показывает, что их набор и состав минералов существенно меняются в зависимости от состава несущих

их расплавов: в породах островодужных серий ксенолиты относятся к оливин-плаггиоклазовой фации глубинности, а с вулканами внутриплитного типа ассоциируют шпинель-лерцолитовые глубинные включения [9].

В связи с этим в отношении Камчатской островодужной системы возникла идея участия ксенолитов в составе переходного слоя «коро-мантийной смеси» [10]. Этот слой хорошо фиксируется геофизическими методами [5] и вполне может быть тем мантийным субстратом, с которым связаны проявления островодужного вулканизма. С другой стороны, широкую популярность в последнее время получила концепция астеносферного диапиризма как одного из факторов, участвующих в процессах магмообразования в островодужных системах [11, 34–36]. При этом остается невыясненным – какую роль в этой концепции играют

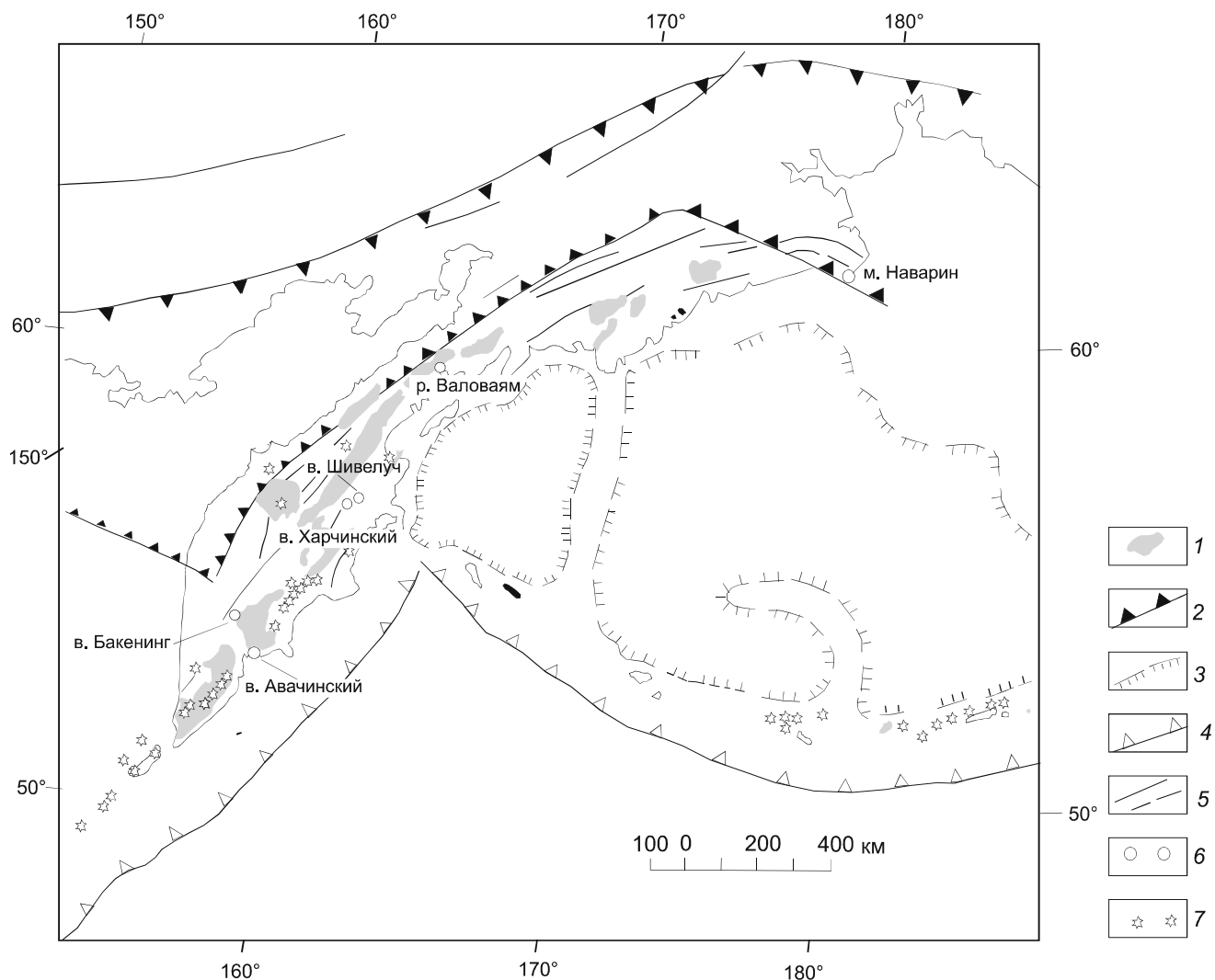


Рис. 1. Схема расположения районов проявления позднекайнозойского вулканизма и связанных с ним ксенолитов ультрамафитов на Восточно-Азиатской окраине.

1 – ареалы распространения позднекайнозойских вулканитов; 2 – границы Восточно-Азиатского грабенового пояса, по [2]; 3 – границы глубоководных впадин; 4 – глубоководные желоба; 5 – тектонические нарушения; 6 – места проявлений ксенолитов, 7 – современные вулканы.

«мантийные» ксенолиты. Например, в одной из последних публикаций [17] высказываются представления, что в областях проявления внутриплитного вулканизма головные части мантийных плюмов, судя по составу глубинных ксенолитов, представлены веществом шпинелевых лерцолитов. Вулканиты внутриплитного геохимического типа весьма распространены в некоторых длительно развивающихся вулканических центрах Камчатки и содержат мантийные ксенолиты. При этом места проявления ксенолитосодержащих вулканитов попадают в области распространения вулканитов с аномальным изотопно-геохимическим составом, которыми фиксируются обширные зоны контактового взаимодействия плюмов с материалом

литосферы [11]. История этого взаимодействия «записывается» в составе ксенолитов. Выяснение, являются ли они плюмовым или коро-мантийным литосферным материалом, – задача настоящей публикации.

В статье представлены новые изотопно-геохимические и минералогические данные о составе мантийных ксенолитов в различных проявлениях четвертичного вулканизма Камчатско-Корякского региона как обычного островодужного типа на вулканах: Авачинском, Шивелуч, Харчинском, так и с необычной внутриплитной специализацией в районах: р. Валовая, мыс Наварин, на вулкане Бакенинг (рис. 1). Предлагается интересным провести их сравнительное изучение с целью дальнейшей разработки модели генезиса

переходного слоя «коро-мантийной смеси» в островодужной системе и участия в этой модели астеносферного диапиризма. Совместное рассмотрение изотопных характеристик мантийных ксенолитов и несущих их вулканитов ведет к созданию обобщающей петрологической модели.

ТИПИЗАЦИЯ ПОРОД КСЕНОЛИТОВ И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ

В таблице 1 представлены основные типы пород включений и дана сводная информация по особенностям их проявления. На Камчатке, как и в некоторых других развитых островодужных системах, помимо собственно островодужных вулканитов проявился особый тип вулканических пород, который по своим петрографическим и геохимическим признакам сходен с внутриплитными базальтоидами континентальных и океанических областей, но отличается рядом особенностей. Этот тип вулканитов рассматривается в качестве внутриплитного геохимического типа в современной островодужной системе [4, 8]. Как видно из табл. 1, наиболее существенные отличия в составе ультраосновных ксенолитов наблюдаются при их сравнительном рассмотрении в связи с вулканитами этих двух типов.

Базальтоиды островодужного типа обычно несут включения разнообразных габброидов, амфиболитов, кристаллических сланцев, а также ультрамафитов, доля которых обычно не превышает 10–15 %. Среди последних выделяются две ассоциации.

1. Дунит-гарцбургитовая с подчиненной ролью верлитов, пироксенитов, кортландитов, горнблендитов.
2. Дунит-верлит-пироксенитовая, в которой резко преобладают амфиболсодержащие пироксениты с подчиненной ролью верлитов, горнблендитов и кортландитов.

Первая ассоциация представлена главным образом на вулканах фронтальной зоны: Авачинском, Корякском, Кроноцком. Вторая встречается вдали от фронтальной зоны в основном на вулканах Ключевской группы: Шивелуч, Харчинском, Заречном, Ключевском, Безымянном.

Базальты внутриплитного геохимического типа несут одну лерцолит-верлит-пироксенитовую ассоциацию, в которой преобладают верлиты, зеленые и «черные» пироксениты (в том числе и с пироповым гранатом), встречаются шпинелевые и плагиоклазовые лерцолиты, дуниты и гарцбургиты. Ксенолиты габброидов чрезвычайно редки или совсем отсутствуют. Подобный набор включений встречен в покровах базальтов на вулканах Ичинский и Бакенинг, в дайках, шлако-лавовых конусах и потоках в районе р. Валоваям [7, 29] и мыса Наварин [15].

Таблица 1. Типовой состав и особенности проявления ксенолитов ультрамафитов Камчатско-Корякского региона.

№ пп	Тип вулкана	Ассоциация и районы проявления	Основные типы пород	Ведущий парагенезис минералов	Метасоматоз	Фаши глубинности
1	островодужный	<u>Дунит-гарцбургитовая</u> Вулканы: <u>Авачинский</u> , <u>Корякский</u> , <u>Жупановский</u> , <u>Кроноцкий</u>	Дуниты, гарцбургиты, верлиты, «зеленые» пироксениты, габброиды, кортландиты, горнблендиты	Ol + oPx + cPx + Sp	Hb-cPx прожилки, краевые контактово-реакционные зоны	Ol-P1 ~ 10–12 kb
2		<u>Дунит-верлит-пироксенитовая</u> <u>Шивелуч</u> , <u>Харчинский</u> , <u>Николка</u> , <u>Безымянный</u> , <u>Ключевской</u>	Дуниты, верлиты, «зеленые» пироксениты, амфиболовые габброиды, амфиболиты	Ol + cPx + Hb ± Sp ± mt		Ol-P1 ~ 10–12 kb
3	внутриплитный	<u>Лерцолит-верлит-пироксенитовая</u> <u>Бакенинг</u> , <u>Ичинский</u> , <u>р. Валоваям</u> , <u>м. Наварин</u>	Лерцолиты, оливиниты, верлиты, «черные» пироксениты	cPx + Ol + Sp		Sp-лерцолитовая L ~ 17–18 kb

Примечание. Подчеркнуты те объекты, данные по которым приведены в статье.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ КСЕНОЛИТОВ

Методические предпосылки

Анализы петрогенных, рассеянных и редкоземельных элементов (РЗЭ) выполнены в Аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН. Содержания SiO_2 и потерь при прокаливании (п.п.) определены методом гравиметрии, остальных петрогенных элементов – методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-6500. Ряд рассеянных элементов определены рентгенофлуоресцентным методом на автоматическом спектрометре S_4 Pioneer, а содержания РЗЭ – методом ICP-MS на приборе Agilent 7500с. При выполнении элементного анализа ICP-MS и ICP-AES для разложения проб использовался метод сплавления с метаборатом лития (LiBO_2) в соотношении навеска: плавень 1:3. Величина относительного отклонения при определении микроэлементов не более 10 %.

Изотопные характеристики ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) получены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Химическое выделение Pb из пород проводилось по стандартной методике. Изотопный анализ элемента выполнялся на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в режиме одновременной регистрации ионных токов исследуемых элементов с погрешностью внутри опыта 0.01 % (2σ). Измерения проводились в одноленточном режиме на ренийевых испарителях с использованием силикатного эмиттера в смеси с H_3PO_4 . Поправку изотопных отношений Pb на фракционирование проводили по методике двойного изотопного разбавления с использованием трассера $^{204}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$. Ошибки измерения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, определенные по серии параллельных анализов стандарта породы BCR-1, не превышали 0.03 %, 0.03 и 0.05 %, соответственно. Кроме того, было сделано несколько контрольных определений Pb-изотопного состава из одних и тех же образцов в специализированной лаборатории Центра Изотопных Исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института (ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург). Изучение изотопных отношений свинца было сделано методом ID-TIMS – термо-эмиссионной масс-спектрометрии. Изотопный состав свинца измерялся на твердофазном масс-спектрометре Finnigan TRITON (Thermo) в одноленточном варианте сборки источника в статическом многоколлекторном режиме регистрации. Перед началом и в конце измерения серии изучаемых проб производился замер изотопного стандарта свинца NIST 981. Корректировка на текущее приборное масс-фракционирование производилась по среднему

значению измерений стандарта NIST 981 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9374$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4916$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7219$). При этом значения 2σ abs для изотопов Pb не превышали 0.0013; 0.0012; 0.0030, соответственно.

Состав минеральных фаз был исследован на микроанализаторе «Camebax» в ИВиС ДВО РАН (аналитики В.И. Чубаров, В.В. Ананьев).

Особенности минералогического состава

В этом разделе будут рассмотрены особенности состава только тех типов пород включений, для которых были получены новые изотопно-геохимические материалы.

Авачинский вулкан. Здесь были изучены составы наиболее распространенных пород – гарцбургитов и пироксенитов. Первые имеют довольно однообразный состав: отдельные крупные (от 2–3 до 5–6 мм) кристаллы голубовато-зеленоватого высокомагнезического (Fo = 89–91) оливина и желтовато-зеленоватого энстатита (En = 89–91) погружены в белесый средне- или мелкозернистый оливин-ортопироксеновый агрегат (Fo = 82–86, En = 84.7–85.4). Встречаются отдельные зерна хромистого диопсида (En₄₇₋₅₀Wo₄₅₋₄₈Fs_{3,5-5}Cr₂O₃ до 0.8–1.0 %), нередко в структурах распада с орх, где возрастает его кальциевость и уменьшается железистость (до En_{47,6}Wo₄₉₋₅₀Fs_{2,7-3}), и хромистой зональной шпинели (вплоть до пикотита): Cr₂O₃ = 49.6–38.2; Al₂O₃ = 18.9–26.8 (от центра к краю). Было встречено также несколько образцов гарцбургитов с крупными (до 3–4 мм) кристаллами шпинели в оливин-пироксеновом агрегате. Шпинель этих гарцбургитов содержит многочисленные мелкие (от 20–30 до 10 мк) расплавные включения с реликтовой и дочерней фазами оливина и пироксенов. Включения эти были гомогенизированы и подробно изучены [10]. Полученные после гомогенизации расплавы оказались близки камчатским «авачитам» или бонинитам, что позволило использовать их для создания петрологической модели образования комплекса пород Авачинского вулкана. Наличие же расплавных включений в авачинских гарцбургитах свидетельствует о том, что они имеют протоматическое происхождение, а уже впоследствии были подвержены процессам перекристаллизации и метасоматоза.

Структуры большинства образцов гарцбургитов протогранулярные, бластопорфировые, иногда эквигранулярные с приближением к роговиковым. В отдельных случаях отмечены полосы и прожилки, выполненные мелкозернистым существенно оливиновым агрегатом или, наоборот, крупнозернистым пегматоидным диопсидом или энстатитом [8, 9]. В мелкозернистых участках перекристаллизации присутствуют бесцветный, обычно интерстициальный

амфибол паргаситового ряда и очень редко – плагиоклаз ($An = 72-73$). Здесь несколько возрастает железистость клинопироксенов и уменьшаются их кальциевость и хромистость ($En_{53}Wo_{40}Fs_7$, $f = 11.7$; $Cr_2O_3 = 0-0.2\%$).

Редкие ксенолиты «зеленых» пироксенитов-вебстеритов представлены средне-мелкозернистым агрегатом, состоящим из относительно железистого диопсида ($En_{45-47}Wo_{45-46}Fs_{7-9}$, $f = 14-16$) и ортопироксена (En_{79-81}), с единичными зернами оливина ($Fo = 80.3-80.8$) и амфибола паргаситового ряда в зонах вторичной перекристаллизации.

Вулкан Шивелуч

В общем наборе включений дуниты и гарцбургиты на этом вулкане составляют не более 1–1.5 %, а амфиболовые пироксениты – около 6–10 %. Таким образом, преобладающим типом пород ультрабазитов являются в различной степени амфиболитизированные клинопироксениты. Их облик обычно определяется грубозернистым агрегатом клинопироксена, проросшего крупными же кристаллами амфибола. Клинопироксен зонален: его ядра представлены фассаитом ($En_{43.7-44.5}Wo_{51.6-51.8}Fs_{43.7-44.5}$, $f = 7.5-9.6$), а краевые зоны – железистым диопсидом ($En_{41-42}Wo_{48-49}Fs_{9-10.7}$, $f = 17.6-20.6$).

В некоторых образцах пироксенитов отмечаются вторичные новообразования, сложенные относительно железистым энстатит-бронзитом ($En = 12-23$) в зонах плавления и амфиболитизации. Иногда пироксенит содержит лишь мелкие включения зерен амфибола, но характеризуется наличием многочисленных мелких микровключений кислого стекла и кварца.

Дуниты-гарцбургиты представлены мелкозернистым агрегатом оливина ($Fo = 89-90$) и ортопироксена ($En = 87-90$) с участками перекристаллизации и метасоматической переработки, где появляются отдельные зерна и прожилки бурой роговой обманки и флогопита.

Ксенолиты обычно несут следы перекристаллизации и частичного плавления. На границе с вмещающей породой иногда наблюдаются контактово-реакционные оторочки амфибола или амфибол-плагиоклазового состава, а вокруг некоторых ксенолитов дунитов или гарцбургитов – маломощные (не более 1–2 мм) каемки столбчатых (поперек контакта) кристаллов ортопироксена.

Харчинский вулкан

По составу ксенолиты здесь распределяются следующим образом: 1) дуниты, гарцбургиты, лерцолиты – до 70 %, 2) верлиты, «зеленые пироксениты» – 30 %, 3) амфиболовые пироксениты с единичными находками флогопита, кортландиты – единичные образцы. Преобладающим типом пород

являются гарцбургиты и амфиболитизированные пироксениты-верлиты. В разной степени перекристаллизованные гарцбургиты содержат диопсид-саллит ($En_{38-45.5}Wo_{46-50.5}Fs_{6-15}$, $f = 11-6.3$), бронзит ($En = 10.5-6.1$), относительно железистый оливин ($Fo = 89.4-89$). Встречаются единичные зерна зонального плагиоклаза ($An_{96-47.8}$). Помимо титаномагнетитов присутствуют единичные зерна глиноземистой шпинели ($Al_2O_3 = 50-51.5$). В амфиболитизированных пироксенитах минералы более железистые: клинопироксен – $f = 13.6-14.6$, бронзит – $f = 22.1$, оливин – $Fo = 75-74$.

Вулкан Бакенинг

В составе включений лерцолиты отсутствуют, а основная масса (до 90–95 %) ультрамафитов представлена пироксеновыми оливинитами, верлитами, «зелеными» и «черными» пироксенитами при незначительной роли железистых гарцбургитов. Ксенолиты характеризуются высокой железистостью всех темноцветных минералов. В железистых гарцбургитах состав оливина меняется от $Fo_{87.1}$ (включение в шпинели) до Fo_{81} (в зоне плавления и перекристаллизации). Клинопироксен также становится более железистым в этих зонах: ($En_{47.3}Wo_{46.8}Fs_{5.9}$, $f = 11.1$) вдали от зоны и ($En_{47.2}Wo_{46.2}Fs_{6.5}$, $f = 12.3$) рядом со стеклом в зоне плавления. Ортопироксен представлен в основном бронзитом (En_{85-80}), а в зонах плавления практически весь пироксен исчезает, остаются только участки распада энстатита в клинопироксене ($En_{86.2-86.9}$). Хром-глиноземистая шпинель включения в оливине (наиболее ранняя) имеет железистость $F = 37.3$, та же, включенная в оливине, – $F = 47.7$. Соответственно меняется и содержание титана: $TiO_2 = 0.39 \rightarrow 1.41$.

В пироксенитах (вебстеритах) наблюдается срастание относительно магнезиального авгита ($En_{46.3-50.1}Wo_{41.5-47.5}Fs_{7.7-9.4}$, $f = 13.8-16.4$) с энстатитом ($f = 15-16.6$) либо структуры распада с тем же составом минералов. Встречаются единичные зерна оливина (Fo_{83}) либо относительно глиноземистой ($Al_2O_3 = 46.9-48.8$) и железистой шпинели ($F = 32.7-40.4$).

Район р. Валовая

В наборе включений резко преобладает группа «зеленых» ксенолитов: лерцолитов, пироксеновых оливинитов, верлитов, клинопироксенитов. Но встречаются также и «черные» пироксениты, в одном из образцов которых был обнаружен пироповый гранат [7]. Дуниты, гарцбургиты и габброиды составляют единичные образцы. Минералы ультрамафитов характеризуются умеренной железистостью. Оливины верлитов имеют состав $Fo_{83-82.3}$, клинопироксены – $En_{42-48}Wo_{42.5-51.4}Fs_{5.2-9.6}$; $f = 9.8-17.6$. В наиболее железистых пироксенах содержание TiO_2 доходит до 5.5 %, а

Al_2O_3 до 9.6 %, магнезиальные разновидности отличаются повышенной хромистостью (Cr_2O_3 – до 3.2 %). В хром-глиноземистых шпинелях содержание Al_2O_3 колеблется от 29.4 % до 43 % при железистости $F = 26.6–39.7$. В наиболее железистых составах содержание TiO_2 возрастает до 4.3 %. Но встречаются и высокоглиноземистые шпинели, где содержание Al_2O_3 доходит до 60.4 %, а железистость составляет 32.2 %. Для лерцолитовых и верлитовых включений весьма характерным является присутствие секущих прожилков или менее индивидуализированных зон метасоматического изменения, которые сложены перекристаллизованным и наиболее железистым клинопироксеном, оливином, шпинелью и мелкозернистыми скоплениями либо цементирующими выделениями амфибола. В этих зонах встречается также флогопит, плагиоклаз (от An_{85-42} до альбита), калиевый полевой шпат, лейцит.

Пироксениты также содержат умеренно железистый клинопироксен: $En_{38.5-46.8} Wo_{44.5-49.6} Fs_{8.3-11.9}$, $f = 15–23.6$. В наиболее железистых генерациях содержание TiO_2 доходит до 2.7 %. Встречается бронзит близкой железистости ($En_{83-83.6}$).

Район мыса Наварин

Среди ксенолитов преобладают (до 90 % выборки) шпинелевые лерцолиты и близкие к ним верлиты, встречаются также дуниты, зеленые и черные пироксениты и редкие габброиды. Оливины ($Fo = 88.2–90$) в лерцолитах и близких к ним верлитах образуют относительно изоморфные кристаллы размером до 3–4 мм. Энстатиты (En_{88-89}), с размером зерен до 0.5–1 мм, неравномерно распространены в объеме породы, часто образуют сростки со шпинелью. Клинопироксены резко ксеноморфны по отношению к оливину и ортопироксену. По составу отвечают магнезиальным авгитам ($En_{48.4-53} Wo_{40.7-44.6} Fs_{5.7-8}$; $f = 9.7–13.4$) с сильно варьирующим содержанием Cr_2O_3 от 0.3 до 1.5 %. Шпинели присутствуют в виде ксеноморфных выделений в интерстициях между зернами оливина. Они умеренно хромистые, глиноземистые (Al_2O_3 меняется от 60.4 % в ядрах крупных зерен до 48 % в зоне плавления, с возрастанием железистости – $F = 21.3–26$).

В шпинелевых пироксенитах (вебстеритах) отмечается умеренно железистый авгит ($En_{46.3-48} Wo_{43.6-45.6} Fs_{8-8.5}$; $f = 14.4–15.0$), бронзит ($En_{84.5-84.8}$) и редкие зерна относительно железистого оливина ($Fo_{86.8-82.8}$). В одном из образцов удалось наблюдать интересную картину вторичного плавления (декомпрессионного?) и перекристаллизации включения. Здесь клинопироксены содержат многочисленные полоски распада ортопироксена шириной до 20–30 мк. Плавление происходит выборочно по этим полоскам. Ортопироксен ме-

стами полностью растворяется, а вместо него образуется зона, состоящая из щелочного андезитового стекла с многочисленными мелкими зернами магнезиального клинопироксена ($En_{46.5-51.8} Wo_{43.7-48.1} Fs_{5.5-6.28}$; $f = 10–11.6$) и оливина ($Fo_{86.6-86.8}$). Некоторые, наиболее перекристаллизованные ксенолиты оливиновых пироксенитов характеризуются наличием участковой зоны весьма магнезиального низкокальциевого авгита ($En_{54.8-59.5} Wo_{36.6-41.3} Fs_{3.8-4.0}$; $f = 6.1–6.7$; Cr_2O_3 до 1.0 %) и магнезиального оливина ($Fo_{88.2-88.5}$). Ортопироксен отсутствует, но встречаются амфибол и редкие зерна плагиоклаза (An_{44-26}). Шпинели здесь сохраняют свою высокую глиноземистость ($Al_2O_3 = 59.3–60.2$). На границе с вмещающей породой в ксенолитах пироксенитов отмечаются реакционные каемки с более железистым клинопироксеном, по составу близким к фассаиту во вмещающем базаните ($En_{39.94} Wo_{50.3} Fs_{9.8}$; $F = 19.7$).

Петролого-геохимический состав ксенолитов

Новые данные силикатного и редкоэлементного состава пород ксенолитов представлены в таблице 2. Для каждого вулкана подбирались имеющиеся представительные пары наиболее магнезиальных и железистых составов. Намечается определенное противопоставление составов обогащенных «внутриплитных» ксенолитов районов вулкана Бакенинг, р. Валовая, мыса Наварин, с одной стороны, и «островодужных» ксенолитов вулканов Авачинский, Шивелуч, Харчинский, с другой. Наибольшие различия наблюдаются в отношении магнезиальности пород, поэтому их элементный и редкоэлементный состав удобнее рассматривать с помощью серии диаграмм элемент–магнезиальность (рис. 2). Когерентные элементы обычно хорошо коррелируются с магнезиальностью пород. Но здесь картина более сложная. Как видно на примере Ni, для всех составов ксенолитов такой корреляции нет, возможно, даже проявлена слабая отрицательная зависимость от магнезиальности пород. Здесь четко обособились две совокупности пород: с большими концентрациями Ni для тех составов, где ведущую роль играет оливин, и с меньшими – для пироксеносодержащих ксенолитов. Обратная корреляция по отношению к mg породы для большинства составов наблюдается в отношении Li, Yb, Hf, Zr, Sc, TiO_2 при прямой – для Pb. Для большинства «внутриплитных» ксенолитов пироксенитов, верлитов и лерцолитов наблюдается обогащение высокозарядными элементами (Ti, Nb, Hf, Zr, Yb) и соответственно низкие La/Yb отношения, но они обеднены Sc. Пироксениты и верлиты обоих типов ксенолитов в равной мере обогащены Sr и Ba при слабой отрицательной корреляции с Ca. При этом аномально высокие содержания

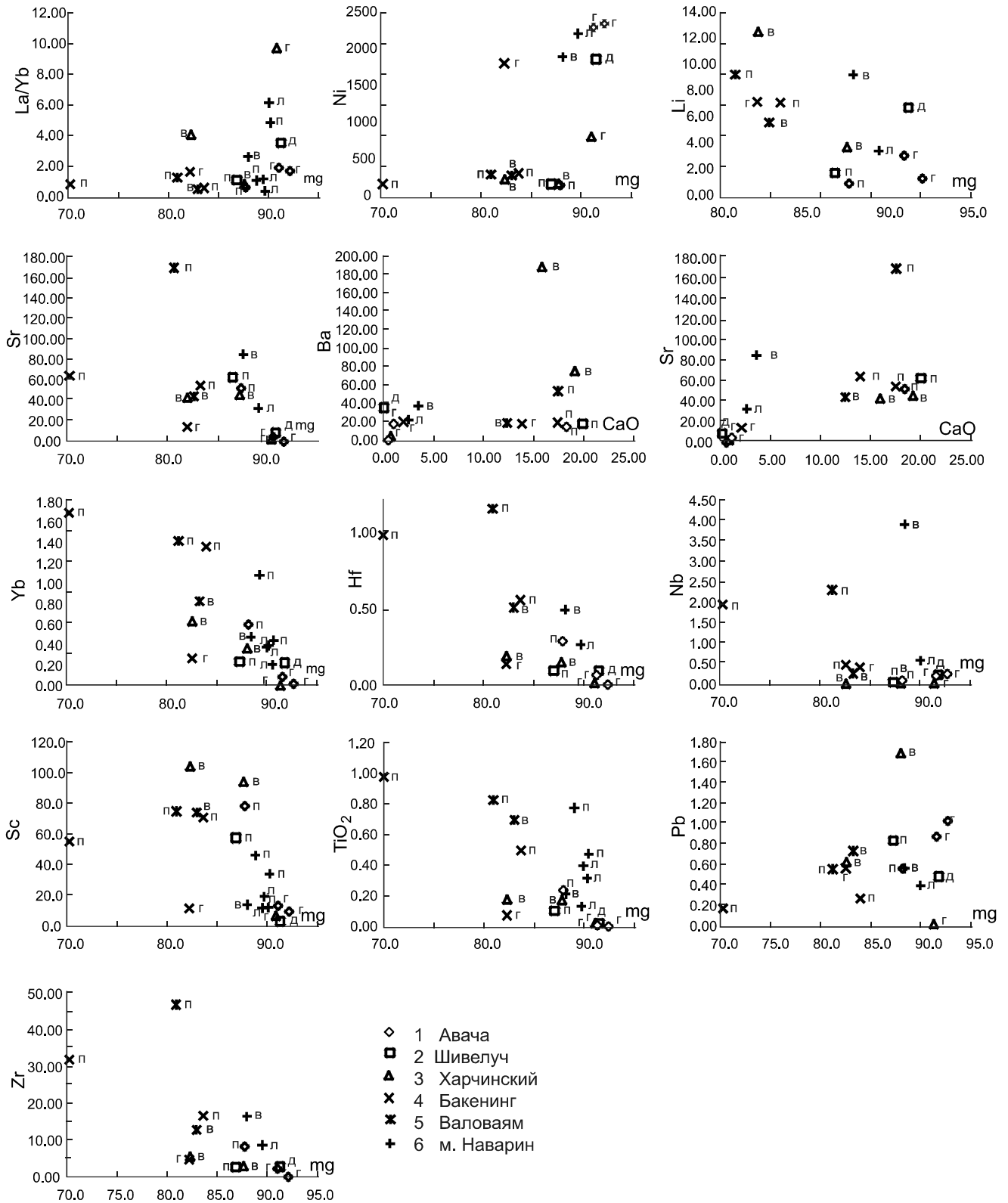


Рис. 2. Соотношение элементы–магнезиальность ксенолитов Камчатско-Корякского региона.

Буквенные обозначения: п – пироксенит, л – лерцолит, г – гарцбургит, д – дунит, в – верлит. mg = Mg/(Mg + Fe). Кроме данных из табл. 1 для ксенолитов мыса Наварин использованы материалы [15].

Таблица 2. Силикатный (вес. %), редкоэлементный (ppm) состав ксенолитов.

№№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Обр.	1/2-91	АВ-2	КФ-52-73	Ш-88-04	8008/14	8846/11	8846/5	92-23Г	БК-24-92
порода	гарцбургит		пироксени г	дунит	пироксени г	верлит	верлит	желез. гарцбург	пироксенит
SiO ₂	44.13	44.58	51.89	44.71	53.89	50.18	48.54	40.06	50.16
TiO ₂	0.004	0.01	0.24	0.03	0.11	0.18	0.18	0.08	0.50
Al ₂ O ₃	0.41	0.87	3.08	0.71	1.39	2.56	2.64	1.67	6.34
Fe ₂ O ₃	1.28	0.08	3.76	1.28	0.58	2.07	2.81	1.17	4.63
FeO	6.53	7.92	2.80	7.21	4.54	4.02	6.64	14.62	3.42
MnO	0.11	0.12	0.13	0.16	0.11	0.12	0.19	0.24	0.16
MgO	46.74	45.37	18.00	45.70	17.80	19.62	20.55	39.24	15.75
CaO	0.61	1.16	19.06	0.10	20.72	19.88	16.48	2.14	18.08
Na ₂ O	0.02	0.09	0.48	0.09	0.30	0.22	0.19	0.17	0.77
K ₂ O	0.01	0.05	0.06	0.15	0.09	0.05	0.06	0.08	0.08
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
H ₂ O	0.10	0.03	0.20	не.обн.	не.обн.	0.16	0.39	0.17	0.03
ППП	0.23	0.01	0.20	0.03	0.66	0.79	1.43	0.01	0.30
Σ	100.18	100.30	99.91	100.21	100.19	99.86	100.12	99.66	100.23
mg	92.14	91.04	87.72	91.27	86.86	87.59	82.25	82.20	83.60
Li	1.32	3.08	0.93	6.73	1.75	3.73	12.53	7.17	7.13
Be	0.01	0.02	0.06	0.04	0.11	0.03	0.17	0.11	0.15
Sc	10.6	14.4	79.4	4.1	58.6	95	105	12.4	71.7
V	25	27	153	11	46	91	195	52	277
Cr	912	807	926	246	2681	2402	734	1603	2371
Co	143	141	63	149	54	59	99	199	52
Ni	2353	2299	147	1862	162	169	227	1807	310
Cu	15	23	17	59	20	19	17	49	119
Zn	44	42	32	58	42	29	42	121	30
Ga	0	1	4	1	2	3	4	3	7
Rb	0	1	1	3	2	1	1	1	1
Sr	1	6	53	10	64	47	44	15	56
Y	0	1	6	2	3	4	7	2	12
Zr	0.4	2.6	8.6	3.2	3.1	3.4	6.0	5.2	17.0
Nb	0.3	0.2	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.5	0.5
Mo	0.400	0.476	0.297	1.13	0.906	1.39	0.883	0.938	1.10
Cs	0.016	0.017	0.017	0.059	0.041	0.068	0.132	0.020	0.020
Ba	1	19	16	37	19	76	190	21	20
La	0.087	0.290	0.583	1.25	0.416	0.505	3.93	0.686	1.24
Ce	0.202	0.658	2.19	2.79	1.16	1.31	3.87	1.76	4.18
Pr	0.028	0.090	0.442	0.387	0.204	0.272	0.825	0.264	0.83
Nd	0.124	0.375	2.515	1.686	1.113	1.624	3.404	1.234	4.80
Sm	0.033	0.096	0.884	0.380	0.392	0.644	0.867	0.348	1.74
Eu	0.007	0.020	0.285	0.059	0.120	0.213	0.247	0.100	0.67
Gd	0.040	0.115	1.083	0.401	0.498	0.802	1.156	0.430	2.43
Tb	0.007	0.019	0.189	0.059	0.082	0.133	0.196	0.074	0.39
Dy	0.042	0.125	1.188	0.336	0.492	0.797	1.246	0.469	2.57
Ho	0.009	0.027	0.249	0.072	0.101	0.164	0.265	0.100	0.53
Er	0.029	0.086	0.706	0.219	0.281	0.449	0.754	0.290	1.55
Tm	0.005	0.014	0.096	0.034	0.039	0.061	0.103	0.042	0.21
Yb	0.034	0.102	0.613	0.239	0.252	0.383	0.649	0.281	1.38
Lu	0.007	0.017	0.090	0.039	0.038	0.057	0.095	0.043	0.19
Hf	0.010	0.073	0.293	0.103	0.103	0.158	0.198	0.145	0.56
Ta	0.014	0.008	0.009	0.014	0.005	0.005	0.004	0.021	0.022
W	0.454	0.321	0.184	0.743	0.236	0.256	0.202	0.593	0.538
Tl	0.046	0.011	0.008	0.020	0.010	0.019	0.025	0.007	0.01
Pb	1.05	0.89	0.58	0.50	0.85	1.71	0.64	0.58	0.28
Th	0.04	0.05	0.08	0.11	0.05	0.05	0.15	0.07	0.07
U	0.01	0.02	0.02	0.08	0.04	0.02	0.05	0.04	0.06

Таблица 2. Окончание.

№№	10	11	12	13
Обр.	8710/П	8710/Ж	36/11-90	22/1-90
порода	верлит	пироксени Т	лерцолит	верлит
SiO ₂	50.03	48.63	43.29	43.29
TiO ₂	0.70	0.83	0.14	0.22
Al ₂ O ₃	6.42	7.14	2.85	3.12
Fe ₂ O ₃	3.41	2.10	2.89	2.66
FeO	5.59	5.57	6.60	7.19
MnO	0.14	0.14	0.12	0.14
MgO	19.41	15.47	37.80	34.41
CaO	12.86	18.15	2.68	3.66
Na ₂ O	0.58	1.10	0.52	0.42
K ₂ O	0.17	0.20	0.17	0.12
P ₂ O ₅	0.01	0.03	0.01	0.03
H ₂ O	не обн.	0.20	0.55	0.65
ППП	0.48	0.61	2.20	4.15
Σ	99.81	100.17	99.80	100.06
mg	82.92	80.88	89.51	87.97
Li	5.61	9.24	3.44	9.24
Be	0.13	0.40	0.08	0.16
Sc	75.1	75.9	12.7	14.9
V	306	243	53	71
Cr	686	1747	1297	1275
Co	72	52	134	131
Ni	282	296	2211	1892
Cu	23	172	104	72
Zn	43	33	43	48
Ga	9	8	2	5
Rb	2	3	3	3
Sr	46	171	34	87
Y	9	14	3	4
Zr	13.3	47.4	9.0	16.9
Nb	0.3	2.3	0.6	3.9
Mo	0.513	1.01	0.974	1.10
Cs	0.020	0.038	0.018	0.027
Ba	20	55	23	39
La	0.653	2.73	0.687	1.92
Ce	2.36	8.14	1.54	3.96
Pr	0.476	1.366	0.220	0.513
Nd	3.030	7.291	1.047	2.238
Sm	1.272	2.376	0.330	0.604
Eu	0.437	0.827	0.108	0.196
Gd	1.680	2.912	0.469	0.756
Tb	0.292	0.491	0.086	0.132
Dy	1.788	2.986	0.572	0.815
Ho	0.368	0.614	0.126	0.173
Er	1.009	1.712	0.387	0.519
Tm	0.137	0.230	0.058	0.074
Yb	0.842	1.435	0.391	0.492
Lu	0.118	0.204	0.061	0.075
Hf	0.515	1.160	0.273	0.502
Ta	0.025	0.127	0.044	0.179
W	0.364	0.555	0.568	0.794
Tl	0.007	0.008	0.007	0.016
Pb	0.75	0.57	0.41	0.58
Th	0.05	0.21	0.09	0.27
U	0.02	0.07	0.05	0.09

этих элементов наблюдаются в одном из пироксени-тов р. Валовой (этот пироксенит также обогащен вы-сокозарядными элементами).

Наибольшие различия между «островодужными» и «внутриплитными» ксенолитами наблюдаются при сравнительном рассмотрении спайдерграмм ред-коземельных элементов (РЗЭ) (рис. 3). Первые отчет-ливо обеднены, а вторые обогащены всеми РЗЭ. При этом в группе «островодужных» ксенолитов аномаль-ное обогащение наблюдается для верлитов Харчин-ского вулкана и Авачинских пироксени-тов, а в группе «внутриплитных» ксенолитов аномально обеднены – лерцолит мыса Наварин и железистый гарцбургит Бакенинга. Любопытно, что практически на всех гра-фиках проявлен европиевый минимум (показательно слабее для «внутриплитных» ксенолитов), хотя пла-гиоклаз здесь практически отсутствует. И наиболее выражен он в низкокальциевых породах. Возможно, главную роль здесь играет разная степень окисли-тельной обстановки образования или преобразования включений – заведомо большая для «островодужных» ксенолитов. Высокая степень окисленности Авачин-ских перидотитов (значительно большая, чем абис-сальных перидотитов) была отмечена в работе [27]. В отношении плагиоклазовых составов вулканических пород роль европия как показателя различной окисли-тельной обстановки показана в работе [13].

Особенности Рb-изотопного состава

Эти данные представлены в таблице 3. Причем, для контроля качества приводимых анализов было выполнено несколько повторных определений в раз-ных лабораториях. Как видно из этой таблицы, схо-димость результатов весьма удовлетворительная. Ин-тересную картину можно наблюдать при сравнитель-ном рассмотрении разных Рb-изотопных пар (рис. 4). На диаграммах ²⁰⁸Рb/²⁰⁴Рb – ²⁰⁶Рb/²⁰⁴Рb (рис. 4 А) и ²⁰⁷Рb/²⁰⁴Рb – ²⁰⁶Рb/²⁰⁴Рb (рис. 4 Б) помимо изотопных составов ксенолитов из таблицы 3 нанесены данные по ксенолитам ультрамафитов вулканов: Авачинского, Шивелуч и Харчинского из статьи [33]. Для послед-него в этой статье, по сути дела, были использованы те же образцы, что и в таблице 2, поскольку дублика-ты образцов (№№ 8846-11-15) с этого вулкана были переданы Дж. Ягодзински для совместной работы, но в результате оказались обезличенными. Для сравне-ния здесь также присутствуют данные о составе ме-табазитов Хавывенской возвышенности, Камчатка [14], и включений габброидов из работы [1], которые

Примечание к таблице 2. Вулканы: 1–3 – Авачинский, 4–5 – Ши-велуч, 6–7 – Харчинский, 8–9 – Бакенинг, 10–11 – р. Валовой, 12–13 – мыс Наварин.

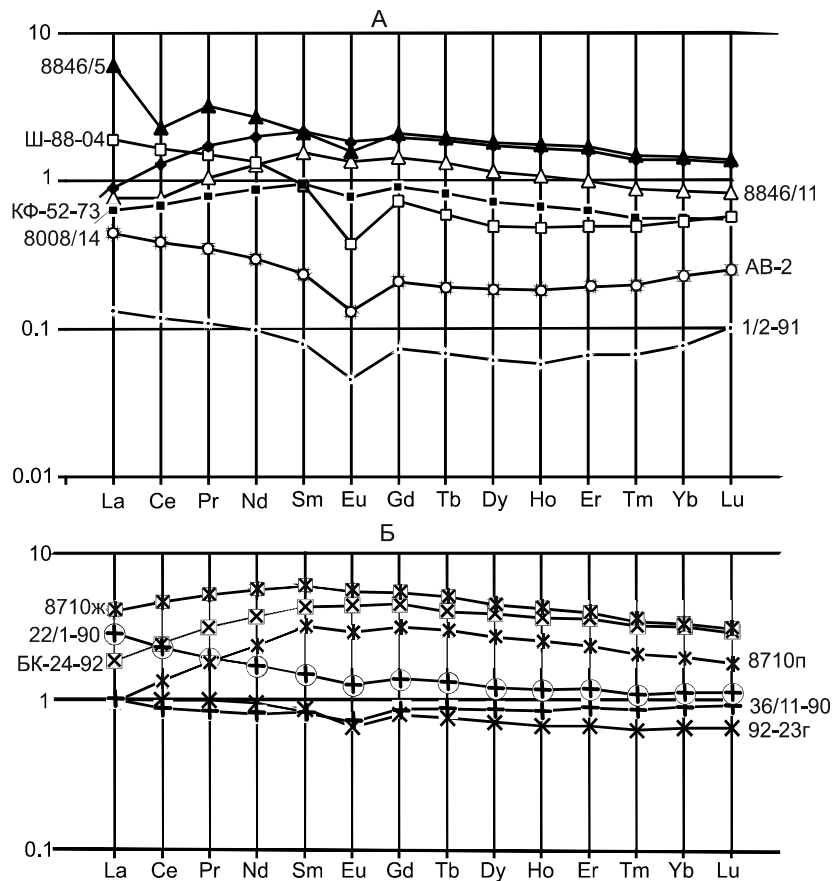


Рис. 3. Спайдерграммы для РЗЭ «островодужных» (А) и «внутриплитных» (Б) ксенолитов Камчатско-Корякского региона.

Номера образцов соответствуют приведенным в таблице 2. Элементы нормированы к хондриту C_1 в соответствии с [31].

Таблица 3. Изотопный состав ксенолитов.

№ п/п	№ обр.	порода	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma \%$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma \%$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma \%$
1	8008/14	пироксенит	18.227	0.040	15.516	0.040	37.989	0.040
2	8846/11	верлит	17.994	0.024	15.556	0.010	37.973	0.006
3	8846/11a	верлит	17.977	0.0012*	15.553	0.0011*	37.926	0.0026*
4	БК-24-92	пироксенит	18.289	0.052	15.600	0.011	38.182	0.010
5	8710 п	верлит	18.253	0.051	15.576	0.017	38.250	0.011
6	КФ-52/173	пироксенит	18.384	0.033	15.672	0.003	38.456	0.017
7	22/1-90	верлит	18.343	0.041	15.578	0.011	38.276	0.017
8	36/11-90	лерцолит	18.259	0.032	15.607	0.009	38.181	0.011
9	36/11-90a	лерцолит	18.015	0.0013*	15.570	0.0012*	37.989	0.003*
10	1/2-91	гарцбургит	17.949	0.102	15.411	0.101	37.705	0.102
11	8710 Ж	пироксенит	17.885	0.095	15.334	0.096	37.447	0.097
12	Ш-88-04	дунит	17.983	0.180	15.331	0.180	37.495	0.170
13	92-23Г	гарцбургит	18.110	0.082	15.425	0.083	37.716	0.082
14	АВ-2	гарцбургит	17.527	0.035	15.017	0.035	36.572	0.034
15	8846/5	верлит	17.929	0.039	15.267	0.039	37.357	0.041

Примечание. Обр. 8846/11a и 36/11-90a – контрольные анализы тех же образцов во «ВСЕГЕИ». Анализ всех остальных образцов выполнен в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН. * здесь 2σ abs.

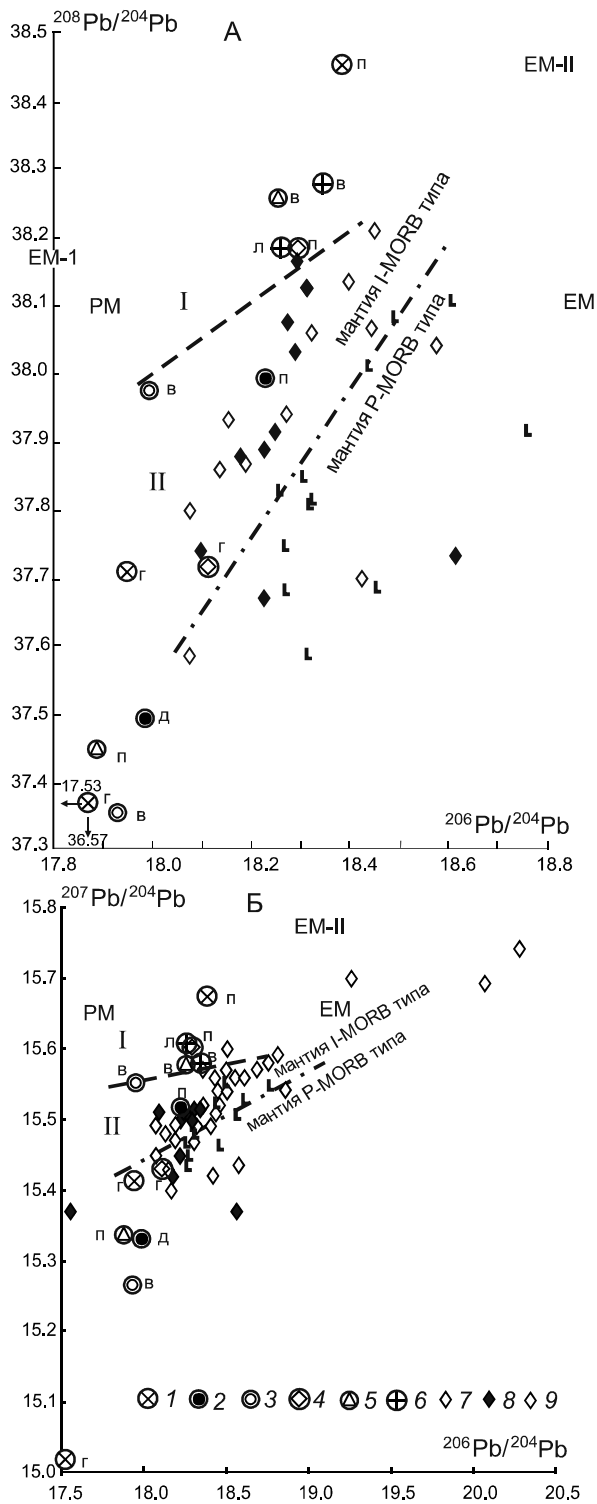


Рис. 4. Соотношение $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (А) и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Б) в ксенолитах Камчатско-Корякского региона (новые и уже опубликованные данные).

1–6 – места проявления ксенолитов – вулканы: 1 – Авачинский, 2 – Шивелуч, 3 – Харчинский, 4 – Бакенинг, районы; 5 – р. Валовая, 6 – мыс Наварин; 7 – включения габброидов из работы [1]; 8 – метабазиты Хавывенской возвышенности, Камчатка, данные [14]; 9 – ксенолиты Камчатских вулканов (Авачинского, Шивелуч, Харчинского) из работы [33]. Обогащенные мантийные компоненты EM-I, EM-II, граница, мантия I-MORB/P-MORB типов, по [26]. PM – примитивная мантия, EM – обогащенная мантия, по [37].

Римскими цифрами и пунктирной линией обозначены поля обогащенных «продуктивных» ксенолитов «внутриплитного» (I) и «островодужного» типов, а также «остаточных» ксенолитов I-го типа (II). Буквенные обозначения те же, что и на рис. 2.

являются отражением состава нижней-средней коры С-3 Пацифики. Наблюдается существенное расхождение изотопных данных таблицы 2 и взятых из статьи [33], хотя они должны были отражать одни и те же составы. Возможно, это связано с различием методик. Какая из них более правильная – покажет время, но в дальнейших рассуждениях будем опираться на материал таблицы 3. По нашим данным, большинство изотопных составов ксенолитов располагается в поле мантийного домена Индийского океана (I-MORB) и для «островодужных» ксенолитов находится в изотопном равновесии с нижнекоровыми составами, за исключением деплетированных дунитов вулкана Шивелуч, гарцбургитов Авачинского вулкана, верлитов Харчинского вулкана и пироксенитов р. Валовая, о которых речь пойдет далее при обсуждении результатов. Существенно обогащенными радиогенным свинцом оказываются в большинстве своем «внутриплитные» ксенолиты.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ

В отношении генезиса ксенолитов перидотитов вулканов Авачинского, Харчинского и Шивелуч весьма распространенной является «универсальная модель» деплетированного мантийного клина, главным агентом преобразования которого является метасоматизирующий фактор, выразившийся во флюидном привносе материала из поддвигаемой океанической плиты [33]. Основана она на изучении редкоэлементных и изотопных (Os, Pb, Nd) характеристик, которые, по данным этих авторов, дают изотопно-геохимические тренды, направленные в поле измененной океанической коры. По сути, этот тренд проявлен только в отношении ксенолитов Харчинского вулкана и не может быть «универсальным» (так же, как и декларируемая модель). По поводу Авачинских включений достаточно популярны представления о том, что они имеют истощенный, в высшей мере деплетированный, остаточный от плавления состав, но не являются простыми реститами [27]. Наиболее вероятным, по мнению этих исследователей, здесь проявлено «привнесенное» плавление, т.е. плавление с привносом флюидов и расплавов, сходных по составу с адакитами. Наличие расплавных включений в шпинелях из

ксенолитов этого вулкана, их гомогенизация и детальное петрографическое изучение позволяет по-новому взглянуть на проблему их генезиса, так же как и на происхождение подобных ксенолитов «островодужного» типа. Эти ксенолиты изначально являются магматическими образованиями, подобно обычным интрузивным ультрамафитам. Их первичные изотопные составы свидетельствуют о том, что они находятся в равновесии с нижнекоровыми базитами, то есть, по всей вероятности, входят в состав так называемой коро-мантийной смеси, как следствие интерпретации соответствующей геофизической переходной зоны на границе кора-мантия [5].

Совершенно иную группу представляют ксенолиты «внутриплитного» типа. Здесь практически отсутствуют нижнекоровые габброиды. По сравнению с «островодужными» включениями они обогащены как крупноионными флюидомобильными, так и высокозарядными расплаволюбивыми элементами.

По своим изотопным характеристикам ксенолиты как «внутриплитного» (рис. 5), так и «островодужного» (рис. 6) типов занимают полярное положение по отношению к несущим их вулканитам. Пироксениты, некоторые верлиты и лерцолиты характеризуются повышенными, а дуниты, гарцбургиты и часть верлитов – пониженными отношениями $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ по сравнению с вулканитами. Такое положение позволяет предположить, что первые отражают изотопный состав некоторого исходного субстрата, а вторые имеют остаточную после плавления этого субстрата природу. В таком случае линейные тренды изотопных составов соответствующих вулканитов, одним концом направленные в сторону плавящегося субстрата, а другим – в направлении эволюции остаточного материала, являются трендами селективного плавления. Картина усложняется тем, что тренды «островодужных» вулканитов, а также отдельные точки «островодужных» ксенолитов существенно сдвинуты в сторону некоторого обогащенного мантийного компонента (EM) по сравнению с с полем парных корреляций ксенолит-вулканит или трендом «верлит-верлит» (плавление без привноса?) Харчинского вулкана. В современных петрологических моделях происхождения островодужных серий весьма распространенным является представление о плавлении деплетированного материала мантийного клина, обогащенного флюидомобильными компонентами при дегидратации поддвигаемого «слэба» [24, 25, 30, 32]. Конечно, образование «островодужных» вулканитов происходит при плавлении мантийного субстрата в условиях обогащения некоторым дополнительным компонентом. Вряд ли, однако, определяющую роль при этом играет дегидратация или плавление подви-

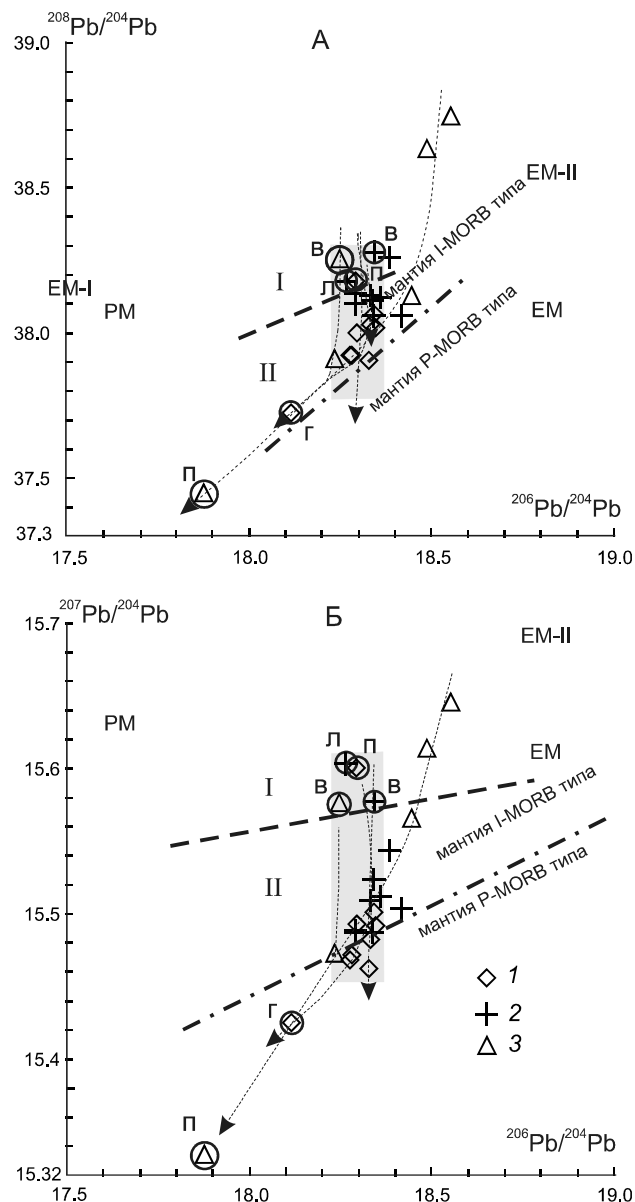


Рис. 5. Соотношение $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (А) и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Б) в ксенолитах и вулканитах «внутриплитного» типа Камчатско-Корякского региона.

Объекты: 1 – вулкан Бакенинг, 2 – мыс Наварин, 3 – р. Валова-ям. Ксенолиты выделены наложенными кружками. Остальные обозначения – те же, что и на рис. 4. Кроме материалов авторов использованы данные из работ [16, 24, 25, 30, 32]. Выделено поле парных корреляций в системе ксенолит-вулканит как направление трендов плавления исходного мантийного материала.

гаемой океанической плиты. Сдвинутые в сторону компонента EM изотопные составы «островодужных» вулканитов занимают полосу парных корреляций ксенолит-вулканит для пород внутриплитного типа, а в отношении Авачинского вулкана даже уходят за ее границы в сторону большей радиогенности. Скорее, тут можно говорить о флюидном добавлении со

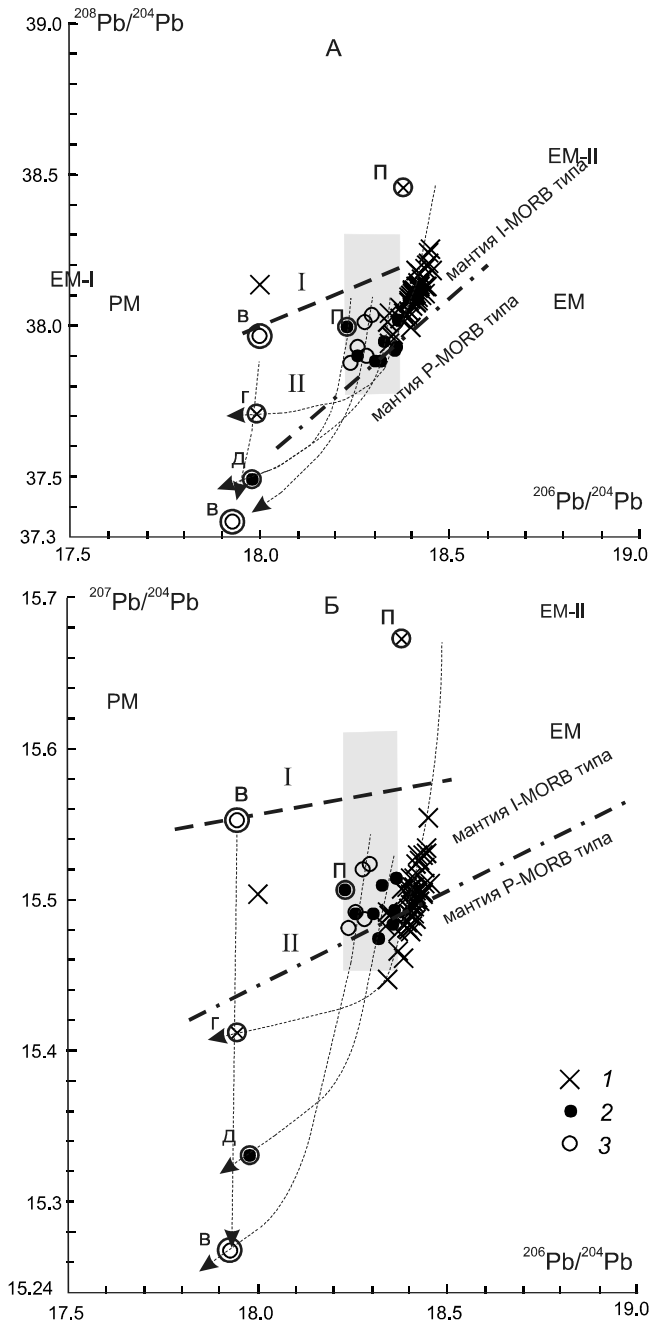


Рис. 6. Соотношение $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (А) и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Б) в ксенолитах и вулканитах «островодужного» типа Камчатско-Корякского региона.

Вулканы: 1 – Авачинский, 2 – Шивелуч, 3 – Харчинский. Ксенолиты выделены наложенными кружками. Остальные обозначения – те же, что и на рис. 4. Кроме материалов авторов использованы данные из работ [23, 24, 30, 32].

стороны обогащенного флюидомобильными компонентами мантийного плюма. Существенно смещен в сторону обогащенного компонента EM-II также тренд пироксениты-андезиты-базаниты р. Валоваям, где наиболее проявлен мантийный метасоматоз. Смещение

некоторых точек в направлении возрастающей радиогенности $\Delta 208/204$ и $\Delta 207/204$ в сторону компонента EM-II может свидетельствовать об участии астеносферного мантийного резервуара [38] в образовании этого типа ксенолитов. Проявления ксенолитов «внутриплитного» типа отмечается в пределах крупных Sr-изотопных аномалий Центральной Камчатки (вулкан Бакенинг) и Берингоморского региона (р. Валоваям и мыс Наварин), которые являются отражением следов проникновения астеносферных диапиров в низы литосферы [11].

Первичная природа ксенолитов, однако, затушевывается наложением вторичных процессов. Практически в каждой выборке клинопироксенов из ксенолитов любого вулкана имеются генерации, отличающиеся повышенной магнезиальностью и связанные с зонами вторичного плавления и перекристаллизации включений. Иногда они сопровождаются появлением таких же высокомагнезиальных генераций ортопироксена (Авачинский вулкан), если этот процесс идет без изменения щелочности среды. Но при повышении щелочности ортопироксен становится неустойчивым и целиком замещается агрегатом высокомагнезиального клинопироксена и магнезиального оливина (мыс Наварин). Поскольку в таких зонах перекристаллизации и плавления возрастает роль плагиоклаза, а в составе пироксена существенно уменьшается жадеитовая составляющая, было высказано предположение о декомпрессионной природе этого процесса в ходе подъема ксенолитов к земной поверхности [8].

Кроме того в отдельных зонах внутри ксенолитов, где развиты амфибол или флогопит, а иногда появляются лейцит или калиевый полевой шпат, состав клинопироксенов и оливинов становится более железистым. Это связано уже с проявлением щелочного (калий-натрового) метасоматоза. Наиболее этот тип изменений проявлен в ксенолитах «внутриплитного» типа. Но встречается и в «островодужных» ксенолитах (вулкан Шивелуч) как проявление уже натрового метасоматоза. В отношении пегматоидных образований в ксенолитах Авачинского вулкана существует представление, что они имеют инфильтрационно-метасоматическое происхождение [18].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представлены новые изотопно-геохимические и минералогические данные о составе мантийных ксенолитов как относительно малоглубинного «островодужного» (на вулканах Авачинском, Шивелуч, Харчинском), так и более глубинного «внутриплитного» типа (в районах р. Валоваям, мыса Наварин, на вулкане Бакенинг). Состав ксенолитов «островодужного» типа варьирует от преобладающего типа гарцбургги-

тов-вебстеритов в толеитовых андезибазальтах Авачинского вулкана, амфиболитизированных пироксенитов в известково-щелочных андезибазальтах Шивелуча до гарцбургитов-верлитов, амфиболитизированных пироксенитов в щелочных базальтах Харчинского вулкана. По составу минералов и их парагенезису этот тип ксенолитов относится к оливин-плагиоклазовой фации глубинности. Состав «внутриплитных» ксенолитов меняется от преобладающего лерцолитового типа в базанитах мыса Наварин, пироксеновых оливинитов, верлитов и клинопироксенитов в базанитах р. Валоваям до верлитов и клинопироксенитов в субщелочных базальтах и андезибазальтах вулкана Бакенинг. Соответственно меняется и их фациальная принадлежность – от шпинель-лерцолитовой до верлитовой, переходной к оливин-плагиоклазовому равновесию. Для большинства «внутриплитных» ксенолитов наблюдается обогащение высокозарядными элементами (Ti, Nb, Hf, Zr, Yb). «Островодужные» ксенолиты в целом обеднены, а «внутриплитные» – обогащены всеми РЗЭ. Первые имеют более низкие Рb-изотопные отношения и находятся в свинцово-изотопном равновесии с нижнекоровыми базитами, а большинство представителей второй группы обогащены радиогенным свинцом. Ксенолиты первого типа изначально являются магматическими образованиями и входят в состав сублитосферной коромантийной смеси, второй тип ксенолитов отражает состав астеносферного мантийного источника. Первичный облик пород включений осложняется сочетанием двух разнонаправленных процессов: интенсивной перекристаллизацией с потерей наиболее легкоплавких компонентов, вероятно, как результат их декомпрессионного преобразования, и щелочного метасоматоза (натрового для «островодужных» ксенолитов и калий-натрового – для «внутриплитных» ксенолитов) с образованием более железистых и обогащенных флюидомобильными элементами составов.

Статья написана в рамках проекта РФФИ № 13-05-12090 «Астеносферный диапиризм на границах континентальных и океанических литосферных плит».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Андроников А.В., Мукаса С.Б., Э.Л. Миллер. Меловая нижняя кора континентальных окраин севера Пацифики: петролого-геохронологические данные по нижне-средне коровым ксенолитам // *Петрология*. 2013. Т. 21, № 1. С. 34–42.
- Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабенный пояс // *Тихоокеан. геология*. 1986. № 3. С. 3–13.
- Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. 222 с.
- Вольнец О.Н. Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы: Дис. д-ра геол.-минер. наук. М., 1993. 67 с.
- Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
- Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 106–153; Т. 2. С. 246–273.
- Колосков А.В., Флеров Г.Б., Пономарев Г.П. и др. Новый для Камчатки тип базит-гипербазитовых включений в вулканиках // *Докл. АН СССР*. 1988. Т. 302, № 3. С. 676–679.
- Колосков А.В., Вольнец О.Н., Пономарев Г.П. и др. Ксенолиты ультрамафитов в различных геохимических типах вулкаников островодужной системы // *Петрология*. 1997. Т. 5. С. 485–502.
- Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканики как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Науч. мир, 1999. 223 с.
- Колосков А.В., Пузанков М.Ю., Пирожкова Е.С. Включения ультрамафитов в базальтоидах островных дуг: к проблеме состава и генезиса переходного слоя «коромантийной смеси» в островодужных системах // *Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы / Под ред. Б.В. Иванова. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 123–152.*
- Колосков А.В., Гонтовая Л.И., Попруженко С.В. Верхняя мантия Камчатки в изотопно-геохимических и геофизических аномалиях. Роль астеносферного диапиризма // *Тихоокеан. геология*. 2014. Т. 33, № 3. С. 3–13.
- Кутыев Ф.Ш., Шарапов В.Н. Петрогенезис под вулканами. М.: Недра, 1979. 197 с.
- Мартынов Ю.А. Основы магматической геохимии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 228 с.
- Тарарин И.А., Дриль С.И., Сандимирова Г.П., Бадрединов З.Г., Татарников С.А., Владимирова Т.А. Изотопный состав стронция, неодима и свинца в метаморфических породах Хавывенской возвышенности восточной Камчатки // *Докл. РАН*. 2010. Т. 431, № 2. С. 238–241.
- Федоров П.И., Колосков А.В., Ляпунов С.М. Глубинные ксенолиты из щелочных базальтов мыса Наварин (восток Корякского нагорья) // *Докл. РАН*. 1993. Т. 333, № 2. С. 246–249.
- Федоров П.И., Колосков А.В., Ляпунов С.М. Геохимия и петрология позднекайнозойских вулкаников мыса Наварин (восток Корякского нагорья) // *Геохимия*. 1993. № 9. С. 1284–1296.
- Шарков Е.В., Богатиков О.А. «Корни» магматических систем крупных континентальных изверженных провинций // *Докл. РАН*. 2015. Т. 460, № 5. С. 579–584.
- Щека С.А., Сахно В.Г., Макарова Ж.А., Лаговская Е.А. О происхождении гипербазитовых включений в эффузивах вулканов Авачинской группы // *Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970. С. 112–115.*
- Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 166 с.
- Щека С.А., Колосков А.В., Вольнец О.Н. Включения в вулканиках Тихоокеанского пояса и их петрогенетическая информативность // *Геодинамика и вулканизм островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. М.: Сов. радио, 1978. С. 68–76.*
- Arai S., Ishimaru S., Ocrugin V.M. Metasomatized harzburgite xenoliths from Avacha volcano as fragments of mantle wedge

- of Kamchatka arc: Implication for the metasomatic agent // *The Island Arc*. 2003. V. 12. P. 233–246.
22. Benard A., Ionov D.A. Melt-and fluid-rock interaction in supra-subduction lithospheric mantle: evidence from andesite-hosted veined peridotite xenoliths // *J. Petrol.* 2013. V. 54 (11). P. 2339–2378.
 23. Castelana B. Geology, chemostratigraphy and petrogenesis of the Avachinsky volcano, Kamchatka, Russia. Phd. N 981805050. 1998.
 24. Churikova T., Dorendorf F., Woerner G. Sources and fluids in mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // *J. Petrol.* 2001. V. 42. P. 1567–1593.
 25. Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A., Wörner G. Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // *J. Volcan. Geotherm. Res.* 2000. V. 104. P. 131–151.
 26. Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219–228.
 27. Ionov D.A. Petrology of mantle wedge lithosphere: new data on supra-subduction zone peridotite xenoliths from the andesitic Avacha volcano, Kamchatka // *J. Petrol.* 2010. V. 51(1–2). P. 327–361.
 28. Ishimaru S., Arai S., Ishida Y. et al. Melting and multistage metasomatism in the mantle wedge beneath a frontal arc inferred from highly depleted peridotite xenoliths from the Avacha Volcano, Southern Kamchatka // *J. Petrol.* 2007. V. 48 (2). P. 395–499.
 29. Kepezhinskas P.K., Defant M.J., Drummond M.S. Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction: Evidence from mantle xenoliths in the North Kamchatka Arc // *J. Petrol.* 1995. V. 36 (6). P. 1505–1527.
 30. Kepezhinskas P., Mc Dermott F., Defant J. et al. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61, N 3. P. 577–600.
 31. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
 32. Portnyagin M., Bindeman I., Hoernle K. et al. Geochemistry of primitive lavas of the Central Kamchatka Depression: Magma generation at edge of the Pacific Plate / J. Eichelberger (ed.). Volcanism and tectonics of the Kamchatka peninsula and adjacent arcs // *Geophys. Monogr. Ser.* 2007. V. 172. P. 199–239.
 33. Saha A., Basu A.R., Jacobsen S.B. et al. Slab devolatilization and Os and Pb mobility in the mantle wedge of the Kamchatka arc // *Earth Planet Sci. Lett.* 2005. V. 236. P. 182–194.
 34. Shuto K., Ishimoto H., Hirahama Y. et al. Geochemical secular variation of magma source during Early to Middle Miocene time in the Niigata area, NE Japan: Asthenospheric mantle upwelling during back-arc basin opening // *Lithos*. 2006. V. 86. P. 1–33.
 35. Tamura Y., Tatsumi Y., Zhao Y. et al. Hot fingers in the mantle wedge: new insights into magma genesis in subduction zones // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 197. P. 105–116.
 36. Tamura Y., Tani K., Ishizuka O. et al. Are arc basalt dry, wet, or both? Evidence from the Sumisu Caldera volcano, Izu-Bonin Arc, Japan // *J. Petrol.* 2005. V. 46(9). P. 1769–1803.
 37. West H.B., Leeman W.P. Isotopic evolution of lavas from Haleakala Crater, Hawaii // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 84. P. 211–225.
 38. Yan Q., Shi X., Castillo P.R. The late Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the South China Sea: a petrologic perspective // *J. Asian Earth Sci.* 2014. V. 85. P. 178–201.

Рекомендована к печати В.Г. Сахно

A.V. Koloskov, Yr.A. Martynov, V.V. Ananiev

New geochemical, isotopic and mineralogical data on ultramafic xenoliths in volcanites of the Kamchatka-Koryak region. Two types of mantle substratum in modern island system

The paper presents new isotope-geochemical and mineralogical data on the composition of mantle xenoliths of the «island-arc» (Avachi, Sheveluch, and Kharchin volcanoes) and «intraplate» (the Valovayam River, Navarin Cape, and Bakening Volcano regions) types. The mineral composition and its paragenesis testify that the «island-arc» type xenoliths are associated with the olivine-plagioclase depth facies and those of the «intra-plate» type come from the spinel lherzolite or verlite facies. The most «intraplate» type xenoliths exhibit enrichment in Ti, Nb, Zr, Hf, Yb and all REE. The «island-land» xenoliths with low Pb-isotope ratio are in equilibrium with the core basites. They have magmatic origin and occur in the core-mantle mixture. The second type xenoliths with high Pb-isotope ratio represent the asthenosphere type mantle reservoir. Many xenoliths show traces of late re-crystallization and metasomatic re-making.

Key words: xenoliths, geochemistry, isotope, volcanoes, Kamchatka-Koryak region.