

УДК 552.1+550.4+549:553.33(282.257.21)

НЕОГЕНОВЫЕ БАЗАНИТЫ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ: МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

© 2007 г. А. Б. Перепелов*, М. Ю. Пузанков**, А. В. Иванов***, Т. М. Философова**,
Е. И. Демонтерова***, Е. В. Смирнова*, Л. А. Чувашова*, Т. А. Ясныгина***

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
664033 Иркутск, ул. Фаворского, 1А, Россия; e-mail: region@igc.irk.ru

** Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийна, 9, Россия; e-mail: puzankov@kscnet.ru

*** Институт земной коры СО РАН

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия; e-mail: aivanov@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 13.07.2005 г.

На территории Западной Камчатки установлено проявление неогеновых ($N_1^2-N_2^1$?) К-На щелочных магм – субвулканическое тело базанитов горы Хухч. Базаниты имеют мелкопорфировую структуру с вкрапленниками оливина в микродolerитовой основной массе. Оливины содержат включения Al-Cr шпинели. Микролиты представлены клинопироксеном, плагиоклазом, магнетитом и апатитом, а интерстиционные фазы лейцитом, нефелином и анальцитом. Для базанитов г. Хухч характерны повышенные концентрации MgO, TiO₂, Na₂O и K₂O и высокие содержания Co, Ni, Cr, Nb, Ta, Th, U, LREE ($La_N/Yb_N = 10.8-12.6$, $Dy_N/Yb_N = 1.4-1.6$) на фоне умеренных концентраций Zr, Hf, Rb, Ba, Sr, Pb и Cu. Значения маркирующих редкоземельных отношений указывают на принадлежность базанитов Западной Камчатки к группе базальтоидов внутриплитного геохимического типа: Ba/Nb = 10–12, Sr/Nb = 17–18, Ta/Yb = 1.3–1.6. Базаниты Западной Камчатки имеют значительное вещественное сходство с миоценовыми базанитами Восточной Камчатки, базанитами ряда внутриконтинентальных рифтов и с базальтами океанических островов (ОИВ). Геохимические особенности пород предполагают происхождение базанитовой магмы при ~6%-ом частичном плавлении гранатсодержащего перидотитового субстрата. Температуры кристаллизации первых ликвидусных фаз оливина и шпинели из родоначального базанитового расплава (1372–1369°C) и давления, установленные для условий “мантийного” равновесия расплава (25–26 кбар), не противоречат модели происхождения базанитовой магмы в гранатовой фации глубинности мантии. Геодинамическая обстановка проявления неогеновых щелочно-базальтовых магм на Западной Камчатке определяется условиями прекращения олигоцен-раннемиоценовой субдукции океанической плиты Кула под континентальную окраину Камчатки и развитием процессов рифтогенеза в ее тыловой зоне. В этот период глубокие расколы литосферы и декомпрессионное магнеобразование на фоне относительного разогрева мантии могли определить возможность проявления мантийных базитовых магм.

Новые данные о развитии внутриплитного магматизма вблизи конвергентных границ литосферных плит привлекают повышенное внимание геологов и петрологов, так как накладывают достаточно жесткие ограничения на разрабатываемые модели магматической и геодинамической эволюции таких обстановок. Установление характера пространственно-временных взаимоотношений внутриплитного и свойственного островодужным системам и активным континентальным окраинам субдукционного магматизма важно как для петрогенетических построений, так и для проверки отдельных положений различных геодинамических концепций.

В пределах островодужной системы Камчатки исследованиями последних десятилетий установлено развитие разновозрастных К-На субщелочных и щелочных базальтоидных комплексов пород внутриплитного геохимического типа. Эти находки были ожидаемы, так как тектоническое и магматическое формирование структуры Камчатки на протяжении всего кайнозоя было обусловлено неоднократной сменой геодинамических режимов с проявлениями не только субдукционных и аккреционно-коллизийных процессов взаимодействия литосферных плит, но и рифтогенеза (Леглер, 1977; Соловьев и др., 1998; Богданов, Чехович, 2002, 2004; Константиновская, 2003).

Субщелочные и щелочные базальтоиды внутриплитного геохимического типа обнаружены в строении миоценовых вулканогенно-осадочных толщ Восточной Камчатки (Волынец и др., 1990а, 1997), где их проявление связывается с этапом прекращения олигоцен-миоценовой субдукции океанической плиты Кула под континентальную окраину Камчатки в результате аккреции Кроноцкой островной дуги. Среди вулканогенных комплексов пород Срединного хребта Камчатки обнаружены и изучены позднеплиоцен-раннечетвертичная щелочно-базальт-трахит-комендитовая и позднеплейстоцен-голоценовая щелочно-оливин-базальтовая серии пород, находящиеся в тесной пространственно-временной ассоциации с типично островодужными вулканическими сериями (Волынец, 1993; Volynets, 1994; Churikova et al., 2001; Ivanov et al., 2004). Сходные с ними щелочные оливиновые базальты были установлены также и среди лав четвертичного вулкана Начикинский к северу от Алеутско-Камчатского сочленения островодужных структур (Portnyagin et al., 2005) и в районе вулкана Бакенинг (Dogen-dorf et al., 2000). Базальтоиды К-На субщелочной и щелочной серий Срединного хребта обладают промежуточными вещественными характеристиками между магматическими породами внутриплитного и островодужного геохимических типов, а их происхождение дискутируется. Одними исследователями предполагается присутствие под литосферой Камчатки ОИВ-источника магм (источника базальтов океанических островов), который участвует в формировании щелочно-базальтовых магм одновременно с образованием расплавов островодужного геохимического типа (Churikova et al., 2001). Другие авторы рассматривают особые условия магмообразования в зонах субдукции (Tatsumi et al., 1995).

В тыловой области островодужной системы Камчатки, в пределах крупной Западно-Камчатской структурно-формационной зоны, ранее установлено широкое развитие щелочных и субщелочных базальтоидных комплексов пород палеоген-неогенового возраста (абсарокиты, трахибазальты, шонкиниты) (Волынец и др., 1987, 1990б; Волынец, 1993). В отличие от К-На субще-

лочных и щелочных серий пород внутриплитного геохимического типа они характеризуются ярко выраженной калиевой спецификой, а также низкими и умеренными концентрациями высокозарядных элементов (HFSE). Геохимические особенности калиевых щелочных и субщелочных базальтоидов Западной Камчатки предполагают участие в образовании исходных для них магм вещества интенсивно метасоматизированного флогопитсодержащего субстрата верхней мантии, а их происхождение связывается с процессами магмообразования в постсубдукционной геодинамической обстановке (Волынец и др., 1987; Perepelov et al., 2001; Перепелов и др., 2003).

В целом, несмотря на многочисленные геолого-тектонические реконструкции, указывающие на широкое развитие в кайнозойе рифтогенных процессов (например, Богданов, Чехович, 2004), магматические породы внутриплитного геохимического типа на территории Западной Камчатки до настоящего времени установлены не были. Тем не менее возрастная и структурная позиция щелочного и субщелочного магматизма Западной Камчатки, приуроченного к периодам прекращения процессов активной субдукции, не исключали возможности обнаружения здесь и типично внутриплитных магматических образований.

В 2001 г. при проведении тематических работ по проблеме калиевого щелочного магматизма на территории Западной Камчатки в бассейне р. Быстрая было обнаружено неогенное субвулканическое тело базанитов. Результаты минералого-геохимических исследований базанитов Западной Камчатки и выводы геодинамического характера являются предметом данной статьи.

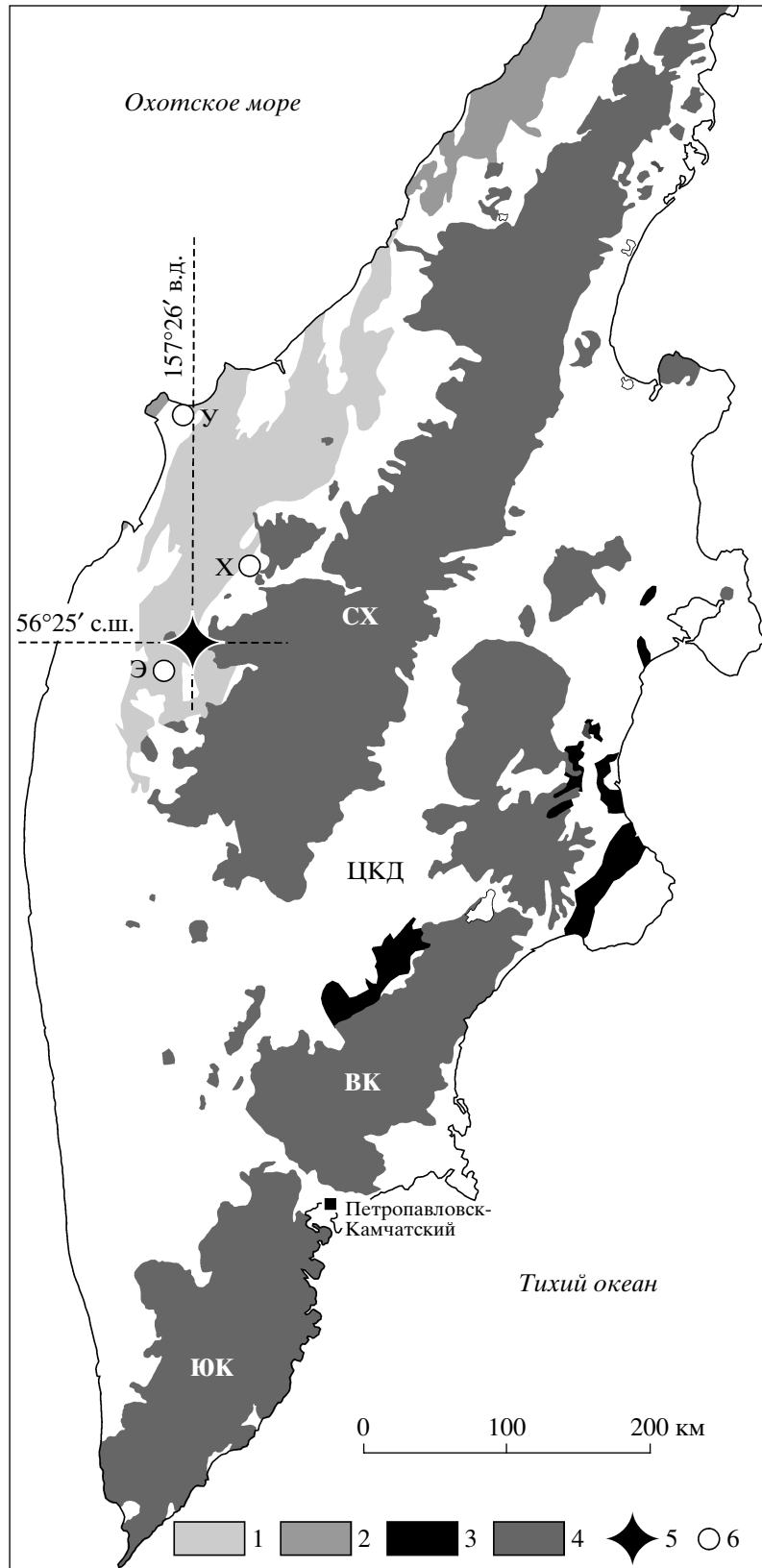
ДАННЫЕ ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ БАЗАНИТОВ

Сведения о развитии на Западной Камчатке К-На субщелочных и щелочных магматических пород немногочисленны, а их геохимические характеристики или отсутствуют, или не подтверждают принадлежность этих пород к внутриплитному геохимическому типу. В частности, среди

Рис. 1. Район локализации базанитов Западной Камчатки (гора Хухч) на схеме вулканических поясов Камчатки. Схема составлена на основе (Геологическая карта..., 2005).

1 – палеогеновые осадочные толщ с эоцен-раннеолигоценными субвулканическими телами пород калиевых щелочной и субщелочной серий Западной Камчатки (абсарокиты, трахибазальты, шонкиниты, сиениты); 2 – палеоцен-среднеэоценовый вулканический пояс Западной Камчатки (Шанцер, Федоров, 1999); 3 – миоценовые осадочные толщ со средневерхнемиоценовыми субвулканическими телами и лавами К-На щелочных и субщелочных базальтоидов Восточной Камчатки; 4 – олигоцен-миоценовые и плиоцен-четвертичные вулканические пояса Камчатки; 5 – место локализации субвулканического тела базанитов г. Хухч (высота 306.5 м), Западная Камчатка: координаты 56°25'с.ш., 157°26' в.д.; 6 – участки неподтвержденных находок лейцитовых базанитов и лимбургитовых базальтов на Западной Камчатке (штоки: Х – р. Хлебная, У – мыса Утхолок), Э – шток г. Эмгучань (предполагаемые аналоги базанитов г. Хухч).

Вулканические пояса: ЮК – Южной Камчатки, ВК – Восточной Камчатки и СХ – Срединного хребта. ЦКД – Центральная Камчатская депрессия.



магматических комплексов пород Западной Камчатки были обнаружены позднепалеогеновые субвулканические тела К-На шонкинитов и сиенитов, но они отличались от типичных внутриплитных магматических образований по ряду геохимических признаков: умеренные содержания HFSE, высокие концентрации К, Ва, Sr (Perpelov et al., 2001; Перепелов и др., 2003). Кроме того, в результате проведения геолого-съемочных и тематических работ в бассейне р. Хлебная ранее был описан раннечетвертичный шток лейцитовых базанитов (Мороз, 1971) (рис. 1). По данным И.С. Гузиева (Гузиев, 1967) магматические породы плиоценового возраста со сходным составом были обнаружены и в районе мыса Утхолок, но классифицированы уже как лимбургитовые базальтоиды. Позднее, в 1982 г. исследования штока р. Хлебная показали принадлежность его пород к группе магнезиальных анальцимовых трахибазальтов, характеризующихся повышенными концентрациями Ва, Zr, F и низкой титанистостью; присутствие лейцита или эпилейцита среди вкрапленников и микролитов подтверждено не было (Волынец и др., 1986, обр. КТ-627). При интерпретации геофизических данных по строению осадочных толщ Западной Камчатки и прилегающей акватории Охотского моря ряд исследователей указывали на распространение в глубине структуры серий магматических тел, которые они соотносили с процессами рифтогенеза, но их выходы на поверхность зафиксированы не были (например, Антипов и др., 1997).

В бассейне среднего течения р. Быстрая и р. Белоголовая при проведении геолого-съемочных работ (Коваль, Адамчук, 1986) были изучены субвулканические тела трахибазальтов гор Хухч и Эмгучань (рис. 1), составы и петрографические особенности которых оказались весьма сходными. Вблизи вершины горы Хухч отмечены три субвулканических тела, интерпретированных как разно ориентированные трахибазальтовые дайки, а в районе г. Эмгучань – шток трахибазальтов. Судя по приведенным валовым составам, эти породы – высокомагнезиальные К-На субщелочные базальтоиды с низкой титанистостью. Присутствие значительных количеств вкрапленников оливина и пироксена (до 30 об.%) обусловило порфиновый облик и меланократовый состав пород, а среди существенно лейкократовой основной массы были установлены полевые шпаты и анальцим. Приведенные данные по К-Аг датированию субвулканических тел районов гор Хухч и Эмгучань указывают на среднепозднемиоценовый возраст трахибазальтов – 8–17 млн. лет (Коваль, Адамчук, 1986). Трахибазальты горы Хухч по результатам новых исследований и были идентифицированы нами как базаниты.

Базаниты горы Хухч (высота 306.5 м на правом берегу р. Быстрая, вблизи устья р. Хухч и исто-

ков р. Чананка) слагают небольшой (60–80 м²) шток или фрагмент крупной дайки среди других широко развитых в районе субвулканических тел субщелочных и щелочных базальтоидов (рис. 1). Субвулканическое тело базанитов вмещается вулканогенно-осадочной толщей нерасчлененных вивентекской и кулувенской свит верхнего олигоцена–нижнего миоцена (Гладенков и др., 1998), входящих в состав среднеэоцен-нижнемиоценовой ваямпольской серии, и имеет с ними интрузивные контакты. Отложения свит представлены туффитами, туфами, туфоалевролитами и туфоаргиллитами. В региональном геологическом плане участок локализации субвулканического тела базанитов приурочен к юго-западному замыканию крупного прогиба северо-восточного простирания, выполненного олигоцен-миоценовыми отложениями. Прогиб заложен на вулканогенно-осадочном мел-палеогеновом фундаменте, а его восточное крыло перекрывается неоген-четвертичными комплексами вулканического пояса Срединного хребта.

Согласно геолого-геофизическим исследованиям (Антипов и др., 1997), отложения вивентекской и кулувенской свит принадлежат верхним горизонтам крупного сейсмостратиграфического комплекса, выделяемого в осадочных толщах акватории Охотского моря и Западной Камчатки. Формирование этого комплекса сопровождалось высокоамплитудными тектоническими движениями.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Содержания породообразующих оксидов в базанитах определяли на многоканальном X-Ray спектрометре СРМ-25 (Россия), а разделение F₂O₃ и FeO выполнено методом титрования. Концентрации микроэлементов в пробах получены методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ICP-MS).

При ICP-MS анализе микроэлементного состава двух проб базанитов использовали две различных методики пробоподготовки и два масс-спектрометра различного класса точности. В Институте земной коры СО РАН применяли микроволновое вскрытие образцов: пробу массой 50 мг помещали во фторопластовый контейнер и разлагали в микроволновой печи в смеси с HF и HNO₃ в пропорции 3:1 (двукратно перегнанные кислоты марки “ОСЧ”). Затем проводили выпаривание раствора в стеклоуглеродной чашке. Для более полного разложения и удаления кремнезема пробу повторно выпаривали с HF, а после добавления HNO₃, H₂O₂ и воды выпаривали снова. Подробно методика пробоподготовки приведена в работе (Ясныгина и др., 2003).

В Институте геохимии СО РАН разложение проб проводили в открытых системах. Пробу массой 100 мг помещали в тефлоновые бюксы, заливали смесью кислот (5 мл HF марки “ОСЧ”, 2 мл HNO₃ двукратно перегнанной марки “ОСЧ” и 1 мл HClO₄ марки “Superior”) и оставляли на ночь при комнатной температуре. Содержимое бюкса выпаривали для отгонки SiF₄, добавляли 1 мл воды, 1 мл HNO₃ и 2–3 капли H₂O₂. Смесью вновь выдерживали 12 часов, далее выпаривали до влажных солей, переносили в колбу объемом 100 мл и доводили до метки водой. В обоих способах использовали воду, очищенную с помощью аппарата Millipore-ELIX-3 (Франция).

Измерения проводили на квадрупольном масс-спектрометре Plasma Quad 2+ (VG Elemental, Англия) и на масс-спектрометре с магнитным сектором ELEMENT 2 (Finnigan MAT, Германия). Масс-спектрометр ELEMENT 2 обладает двойной фокусировкой и позволяет регистрировать сигнал в трех разрешениях: низкое (LR) – 300, среднее (MR) – 4000 и высокое (HR) – 10000 М/ΔМ. Разрешение масс-спектрометра Plasma Quad 2+ соответствует низкому уровню ~300 М/ΔМ. Анализ проводили при стандартных операционных условиях соответствующих приборов (для Plasma Quad 2+ см. (Ivanov et al., 2000); для ELEMENT 2 см. (Смирнова и др., 2004)). Для нивелирования возможного матричного эффекта и учета нестабильности или флюктуаций сигнала в течение процедуры съемки спектров использовали внутренние стандарты: для Plasma Quad 2+ ¹¹⁵In и ²⁰⁹Bi (по 10 нг/мл в готовом растворе), для ELEMENT 2 применяли ¹⁰³Rh (2 нг/мл). Спектральные помехи уменьшали путем выбора аналитических изотопов, свободных от наложений посторонних масс, а в случае невозможности этой процедуры корректировали интенсивность сигнала (например, для ¹⁵¹Eu и ¹⁵⁹Tb). Кроме того, при анализе на приборе ELEMENT 2 производили регистрацию при разрешениях LR и/или MR, что позволило отделять массы налагающихся соединений. При измерениях на приборе ELEMENT 2 для градуирования зависимости интенсивности от концентрации элемента использовали многоэлементные сертифицированные растворы (CLMS-1-4, SPEX, США), а на приборе Plasma Quad 2 + градуировку осуществляли по стандартным образцам сравнения BIR-1, DNC-1, BHVO-1, BCR-2, JB-2, RGM-1, AGV-1 и STM-1. Готовые для съемки спектров растворы образцов разбавляли в 1000 раз (Plasma Quad 2+) и 5000 раз (ELEMENT 2) при кислотности 2% HNO₃.

Величины пределов обнаружения (ПО) оценивали по 3σ критерию для процедурной холостой пробы с пересчетом на твердую пробу при соответствующем факторе разбавления готовых растворов. Эти параметры варьировали в зависимости от “чистоты” холостой пробы и степени разведения растворов. В реальных условиях анализа

величины ПО различных элементов составляли: для Plasma Quad 2+ от 1 до 0.00n мкг/г, для ELEMENT 2 от 0.1 до 0.001 мкг/г, а для РЗЭ пределы обнаружения не превышали 0.0n мкг/г, что значительно ниже уровня определяемых содержаний в анализируемых образцах. Величины относительного стандартного отклонения, оцененные по повторным измерениям в стандартных образцах (с содержаниями микроэлементов, близкими к анализируемым породам), варьировали от 0.3–0.8% (Sr, Zr, Cs, Nd, La) до 7–8% (Cr, Zn, Tm). Точность анализа контролировали по международным стандартным образцам базальтов BIR-1, BHVO-1, JB-2, BCR-2, долерита DNC-1, риолита RGM-1 и андезита AGV-1.

Содержания микроэлементов в анализируемых пробах вулканических пород, полученные по двум различным используемым методикам и на двух ICP-MS приборах разного класса, оказались сопоставимы.

Изотопный состав стронция (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) измерялся на масс-спектрометре МИ 1201Т в однолучевом режиме с использованием Та-эмиттера оператором Ю.А. Пахольченко.

Анализ состава минералов были выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax 244 в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Режим съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток мишени 40 нА, время экспозиции 5 с. Аналитические линии – K_α. В качестве стандартных образцов использовали эталонную коллекцию природных минералов ДВГИ ДВО РАН (санидин, оливин, ильменит, диопсид, родонит, шпинель, цинкит).

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ БАЗАНИТОВ

Базаниты представляют собой сливные породы серовато-черного и темно-серого цвета. Они имеют достаточно свежий облик, а незначительные вторичные изменения выражены в появлении тонких кайм гидроокислов железа вокруг кристаллов темноцветных минералов. Мелкопорфировая структура базанитов обусловлена присутствием многочисленных идиоморфных и резорбированных фенокристаллов оливина (рис. 2а), а также единичных вкрапленников клинопироксена в тонкокристаллической микродолеритовой основной массе. Вкрапленники оливина темно-желтого и зеленовато-желтого цвета имеют удлиненно-призматические, округлые и угловатые формы. Размеры его кристаллов составляют в основном 0.4–0.7 мм и редко достигают 1.5–2 мм. Еще более крупными размерами, до 6–7 мм в длину, отличаются единичные кристаллы Ol призматической формы. Количество вкрапленников оливина достигает 18–20% от объема породы. Для них ха-

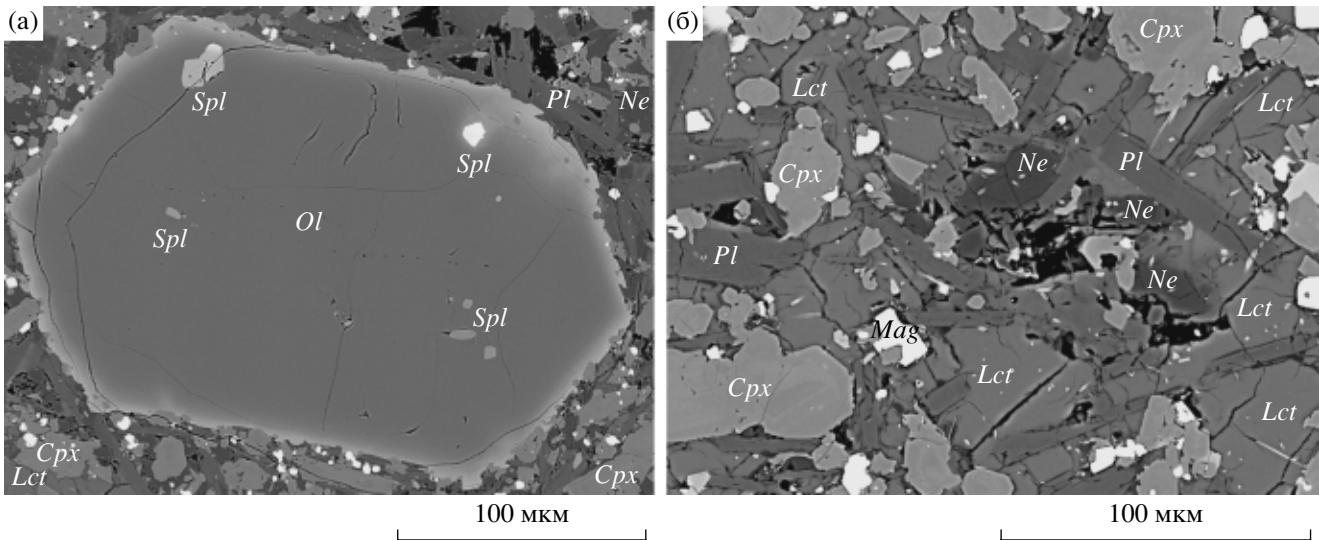


Рис. 2. Структура и минеральные парагенезисы базанитов Западной Камчатки (гора Хухч).

(а) – порфировая структура базанитов: идиоморфный вкрапленник оливина (*Ol*) с включениями шпинели (*Spl*) в микроклеритовой основной массе. (б) – основная масса базанитов: лейсты и микролиты плагиоклаза (*Pl*), микролиты клинопироксена (*Cpx*), титаномагнетита (*Mag*) и интерстиционные выделения нефелина (*Ne*) и лейцита (*Lct*). Изображение в обратно-рассеянных электронах (сканирующий электронный микроскоп “LEO 1430VP”, Геологический институт СО РАН, оператор Н.С. Карманов).

рактены развитие иддингситовых кайм и мельчайшие включения шпинели в центральных и краевых зонах кристаллов. Большинство кристаллов оливина несут следы плавления с образованием округлых и сглаженных по граням форм и “залитов” основной массы. Оливин распространен в базанитах не только на уровне вкрапленников, но и в виде более мелких по размерности субфенокристаллов и среди микролитов. Наблюдаются редкие срастания субфенокристаллов оливина и клинопироксена. Единичные вкрапленники клинопироксена буровато-черного оттенка в породе и светло-коричневые в шлифах имеют размеры до 0.7–1.2 мм. Наряду с плагиоклазом и титаномагнетитом, клинопироксен в значительно большей степени распространен в виде субфенокристаллов (0.2–0.3 мм) и микролитов. В базанитах отмечаются редкие линзообразные и изометричные стяжения кристаллов *Cpx* размером до 5–6 мм.

В микроклеритовой основной массе базанитов могут быть выделены две последовательно сформированные фазы микролитов и интерстиционных выделений. Первая и наиболее ранняя генерация микролитов представлена лейстами (субфенокристаллами) плагиоклаза, идиоморфными призматическими и ксеноморфными микролитами плагиоклаза и клинопироксена, а также зернами титаномагнетита (рис. 2б). Размеры лейст плагиоклаза достигают 20 × 100 мкм, а их ориентировка незакономерна. Лейсты плагиоклаза находятся в срастании с микролитами клинопироксена, средние размеры которых составляют 20 × 50 мкм (реже 50 × 100 мкм), и редко с

титаномагнетитом. Следует отметить, что кристаллы клинопироксена, с одной стороны, и лейсты плагиоклаза – с другой, образуют изометричные скопления, определяющие неясную мозаичную неоднородность основной массы. Обычными являются срастания зерен титаномагнетита с микролитами клинопироксена, что свидетельствует об их совместной кристаллизации. Значительная, поздняя фаза кристаллизации базанитов представлена микролитами основной массы и интерстиционными выделениями нефелина, лейцита и реже кислого плагиоклаза (размеры выделений 5 × 20, 20 × 30 мкм и менее). Кислый плагиоклаз слагает значительно более мелкие идиоморфные зерна в сравнении с лейстами и микролитами полевых шпатов. В качестве редкой интерстиционной фазы здесь обнаружен также и анальцит. Нефелин и лейцит выполняют в основной массе интерстиционные зоны между лейстами плагиоклаза и микролитами клинопироксена. Редко кристаллиты фельдшпатоидов обладают неясно выраженными кристаллографическими формами с короткопризматическими, треугольными и еще реже многогранными сечениями. Иногда отмечается мозаичное погасание и тонкое концентрически-зональное строение нефелина. Однако в большей степени формы выделения нефелина и лейцита зависят от форм интерстиционного пространства. Наблюдаемый характер соотношений между выделениями фельдшпатоидов, когда кристаллиты лейцита в интерстициях облекаются нефелином или находятся в “срастании” с ним, позволяет предполагать их

совместную кристаллизацию. В основной массе широко распространены тонкие игольчатые кристаллиты апатита. Их расположение по отношению к другим микролитам и интерстиционным выделениям указывает на то, что кристаллизация апатита проходила вслед за формированием лейтс плагиоклаза и микролитов клинопироксена и титаномагнетита.

Средние оценки объемных содержаний главных минеральных фаз в базанитах по данным минералого-петрографических подсчетов составляют: для вкрапленников, субфенокристаллов и микролитов *Ol* ~ 22%; для субфенокристаллов и микролитов *Spx* ~ 34%, *Pl* ~ 21%; *Ti-Mag* ~ 4%; для микролитов и интерстиционных фаз *Ne* ~ 16%, *Lct* ~ 3%, *Anl* и *Ap* < 1% (соответствие составов породы и количеств минеральных фаз проверено балансowymi расчетами). На заключительном этапе кристаллизации базанитов доля остаточного расплава определена в ~58%.

По петрографическим наблюдениям устанавливается следующий порядок кристаллизации минеральных парагенезисов в базанитовом расплаве. Наиболее ранними, субликвидусными фазами процесса кристаллизации расплава являются шпинель и оливин. Включения шпинели в центральных зонах вкрапленников оливина и далее в краевых зонах демонстрируют их совместную кристаллизацию. После завершения кристаллизации вкрапленников оливина и формирования редких вкрапленников клинопироксена условия кристаллизации базанитового расплава существенно изменяются. Происходит плавление кристаллов оливина и их резорбция, связанные, вероятно, с изменениями температуры и, главным образом, давления во время быстрого подъема расплава к поверхности. Далее следует предполагать начало кристаллизации магматического расплава *in situ*, на стадии формирования субвулканического резервуара. Кристаллизация расплава привела на этом этапе к формированию *Pl-Spx-Ti-Mag* парагенезиса микролитов с незначительным участием оливина и выделений апатита. В заключение, из остаточного, пересыщенного щелочными компонентами расплава кристаллизуются микролиты кислого плагиоклаза, а также интерстиционные фазы лейцита, нефелина и редкого анальцима.

Эволюция составов минеральных фаз базанитов от вкрапленников к микролитам отражает в целом обычную для процессов последовательной кристаллизации магнезиальных расплавов основного состава смену меланократовых парагенезисов лейкократовыми с увеличением железистости оливина, титанистости рудных минералов и пироксенов, а также щелочности алюмосиликатов.

Включения шпинели в ядрах вкрапленников оливина близки по составу пикотиту и хромпикотиту: Al_2O_3 32.9–46.2 мас. %, Cr_2O_3 13.5–19.2 мас. %, MgO 10.1–16.7 мас. %, f^1 59.3–78.1 (табл. 1, рис. 3а). В промежуточных зонах оливина шпинель становится более железистой (f 85.3) со снижением концентраций Al_2O_3 (23.8 мас. %) и MgO (8.1 мас. %). В зональных кристаллах оливина на границах форстеритовых ядер и гортонолитовых кайм отмечаются шпинелиды переходного состава с более низкими содержаниями Al_2O_3 (8.3 мас. %), Cr_2O_3 (4.3 мас. %), MgO (3.7 мас. %) и высокими TiO_2 (16.1 мас. %). В сростках с оливином на контактах с основной массой рудные минералы представлены уже титаномагнетитом (f 93.8–94.4): Al_2O_3 2.4–2.5 мас. %, Cr_2O_3 0.1 мас. %, MgO 3.9–4.3 мас. %, который заметно отличается своей более высокой магнезиальностью от микролитов магнетита из основной массы базанитов (Al_2O_3 1.5–2.3 мас. %, MgO 1.5–2.7 мас. %, f 96.1–97.8). Титанистость рудных минералов закономерно возрастает от шпинелей из включений в центральных зонах оливина (TiO_2 0.9–2.7 мас. %) к включениям краевых зон (4.86 мас. %), затем резко возрастает в титаномагнетите из его сростков с оливином (19.6–20.7 мас. %) и далее в микролитах титаномагнетита основной массы (20.0–25.1 мас. %) (табл. 1, рис. 3а). Из примесных компонентов в шпинелях из включений в оливине обнаружен никель (NiO до 0.26 мас. %), а для микролитов магнетита качественно определены повышенные концентрации ванадия.

Оливин базанитов эволюционирует от форстеритового состава центральных и промежуточных зон вкрапленников к гортонолитовому составу их краевых зон и далее с увеличением железистости в фазах субфенокристаллов и микролитов (табл. 1, рис. 3б). Отмечается три дискретных интервала составов оливина, отвечающих этапам кристаллизации минерала. От центральных ($Fo_{88.1-83.1}$) к промежуточным зонам вкрапленников оливина ($Fo_{84.0-79.4}$) вариации составов невелики, и кристаллы слабо зональные. При этом наблюдается соответствие составов промежуточных зон вкрапленников и центральных зон субфенокристаллов ($Fo_{82.3-80.4}$). Следующий, обособленный интервал составов оливина отвечает краевым зонам вкрапленников ($Fo_{72, 69.6-62.8}$) и субфенокристаллов ($Fo_{69.2-66.4}$), а также центральным зонам микролитов ($Fo_{65.4-64.4}$). Наконец, третьей, заключительной фазе процесса кристаллизации оливина соответствуют составы краевых зон микролитов с максимальной железистостью ($Fa_{42.3-47.8}$). Интервалы составов оливина характеризуются также и последовательным от вкрапленников и субфенокристаллов к микролитам увеличением содержа-

¹ f – коэффициент железистости (см. табл. 1).

Таблица 1. Составы (мас. %) шпинелидов и оливина из базанитов Западной Камчатки

| Компо- ненты | Шпинелиды | | | | Оливин | | | | | | |
|--------------------------------|-----------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|-------|
| | вкл-ц | вкл-п | вкл-кр | мкр | вкр-ц | вкр-п | вкр-к | субф-ц | субф-к | мкр-ц | мкр-к |
| SiO ₂ | 0.04 | 0.00 | 2.07 | 0.00 | 41.41 | 39.67 | 37.10 | 38.92 | 37.29 | 36.69 | 35.44 |
| TiO ₂ | 1.65 | 16.15 | 18.84 | 22.26 | 0.00 | 0.00 | 0.09 | 0.00 | 0.03 | 0.03 | 0.04 |
| Al ₂ O ₃ | 40.34 | 8.25 | 4.42 | 1.87 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Cr ₂ O ₃ | 16.15 | 4.34 | 1.52 | 0.09 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Fe ₂ O ₃ | 10.87 | 24.33 | 22.78 | 23.50 | 0.00 | 0.30 | 0.35 | 0.01 | 0.27 | 0.49 | 0.20 |
| FeO | 18.48 | 40.57 | 44.44 | 46.71 | 11.75 | 15.79 | 30.14 | 16.91 | 28.40 | 30.22 | 37.51 |
| MnO | 0.12 | 0.58 | 0.64 | 0.62 | 0.10 | 0.10 | 0.61 | 0.20 | 0.61 | 0.64 | 0.97 |
| MgO | 14.07 | 3.76 | 4.03 | 2.27 | 46.87 | 43.67 | 31.73 | 41.97 | 33.24 | 31.28 | 24.99 |
| CaO | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.23 | 0.05 | 0.19 | 0.51 | 0.16 | 0.45 | 0.56 | 0.62 |
| Na ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| K ₂ O | 0.05 | 0.00 | 0.14 | 0.07 | 0.00 | 0.03 | 0.02 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.03 |
| Сумма | 101.78 | 97.98 | 98.96 | 97.63 | 100.17 | 99.78 | 100.55 | 98.18 | 100.33 | 99.91 | 99.81 |
| <i>Fo</i> (<i>f</i>) | 66.45 | 94.35 | 94.20 | 96.78 | 87.58 | 82.79 | 64.52 | 81.37 | 66.96 | 64.04 | 53.53 |
| <i>Fa</i> | | | | | 12.31 | 17.10 | 34.77 | 18.41 | 32.35 | 35.21 | 45.29 |
| <i>Tr</i> | | | | | 0.11 | 0.11 | 0.71 | 0.22 | 0.69 | 0.75 | 1.18 |
| <i>n</i> | 9 | 1 | 3 | 7 | 4 | 9 | 5 | 3 | 3 | 5 | 5 |

Примечание. Приведены средние составы фаз минералов. *n* – количество анализов для подсчета среднего. Фазы: “вкл-ц” и “вкл-п” – включения шпинелей в центральных и промежуточных зонах вкрапленников оливина, “вкл-кр” – включения магнетита в краевых зонах вкрапленников оливина и магнетиты из сростков с оливинами, “мкр” – микролиты (“мкр-ц” – центральные и “мкр-к” – краевые зоны микролитов), “вкр-ц” – центральные, “вкр-п” – промежуточные и “вкр-к” – краевые зоны вкрапленников, “субф-ц” – центральные, “субф-п” – промежуточные и “субф-к” – краевые зоны субфенокристаллов. Здесь и далее Fe₂O₃ рассчитано по стехиометрии; *Fo* – форстерит, *Fa* – фаялит, *Tr* – тейфрит (мол. %). Коэффициент железистости рассчитан по формуле: $f = (\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MnO}) / (\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MnO} + \text{MgO})$.

ний CaO: 0.05–0.19, 0.16–0.45, 0.56–0.62 мас. %, по средним составам. Дискретные интервалы составов оливина из базанитов отвечают следующим этапам: (1) формирование вкрапленников оливина и начало образования субфенокристаллов, (2) завершение формирования субфенокристаллов и начало образования микролитов, (3) завершение кристаллизации микролитов. Следует отметить, что в центральных зонах вкрапленников оливина выделяются наиболее магнезиальные составы $Fo_{88.1-87.8}$ с предельно низкими содержаниями CaO (0.00–0.06 мас. %). Происхождение этой минеральной фазы может быть рассмотрено как с позиций ее кристаллизации в равновесии с первичным или родоначальным базанитовым расплавом, так и в предположении ее ксеногенной мантийной природы.

Необычными, но закономерными, как будет показано ниже, особенностями эволюции состава обладает клинопироксен базанитов (табл. 2, рис. 3в, 3г). Он представлен салитом и фассаитом, которые принадлежат ряду клинопироксенов с изоморфизмом по схеме $\text{Si}^{+4} + \text{Mg}^{+2} \longleftrightarrow \text{Al}^{+3} + \text{Ti}^{+3}$.

Центральные зоны редких вкрапленников клинопироксена отвечают по составам салиту ($Wo_{46.0-47.8}Fs_{10.2-10.7}$) и сменяются фассаитовыми составами промежуточных зон ($Wo_{48.7-49.6}Fs_{10.1-12.5}$) со слабым проявлением зональности, выраженной в увеличении содержаний TiO₂ и Al₂O₃ и возрастании *Wo* компонента. Далее в процессе последовательной кристаллизации минерала, в направлении от краевых зон вкрапленников и субфенокристаллов к центральным зонам микролитов *Srx* отмечается отчетливая фассаитовая тенденция эволюции химического состава (в интервале $Wo_{50.1-52.2}Fs_{13.3-15.5}$). При этом в *Srx* интенсивно возрастают концентрации TiO₂ и Al₂O₃ до 4.2 и 12.0 мас. % соответственно. Однако с формированием краевых зон микролитов клинопироксена направленность эволюции состава минерала изменяется на противоположную – от фассаита к салиту с резким снижением *Wo* компонента и уменьшением титанистости (до $Wo_{47.4-48.6}Fs_{11.7-13.4}$ и TiO₂ 1.8–2.3 мас. %). Это может быть связано с относительным обеднением остаточного расплава TiO₂ в результате массовой кристаллизации

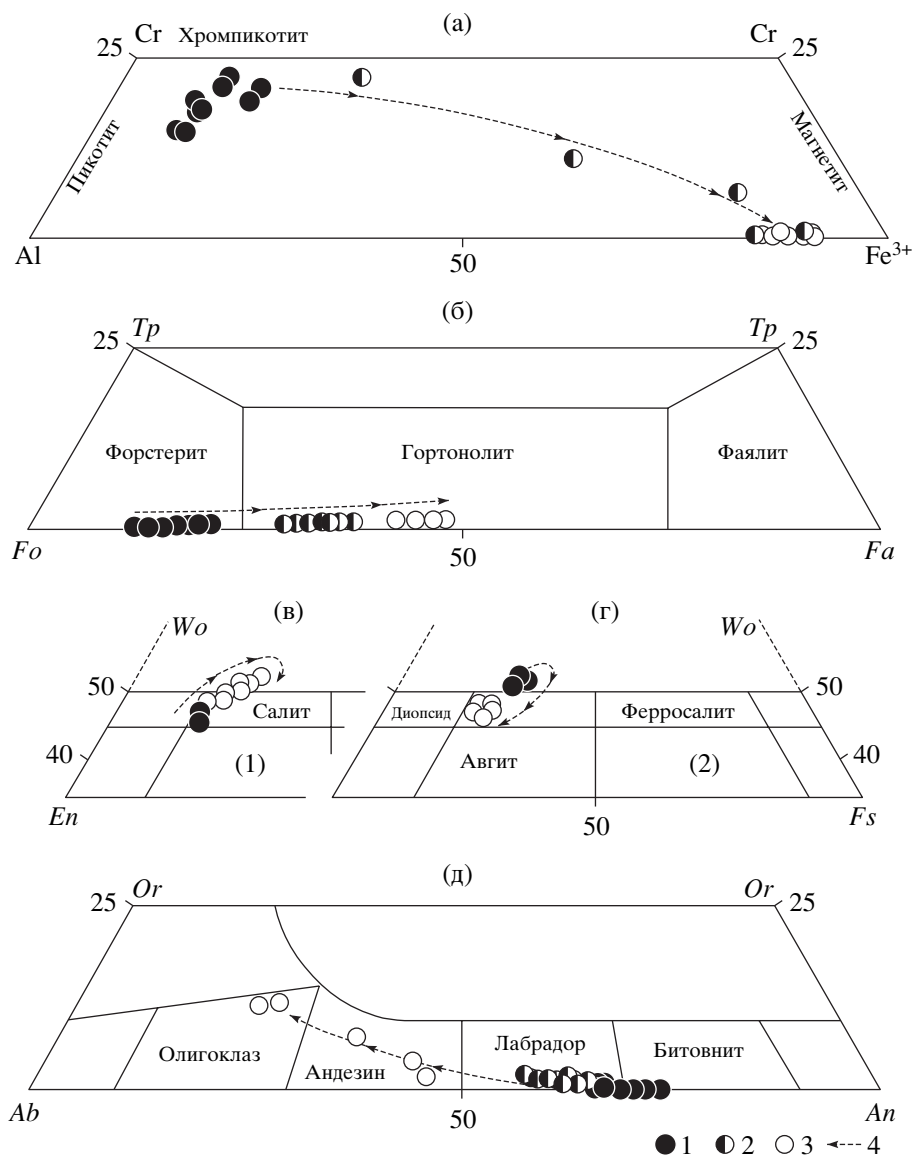


Рис. 3. Классификационные диаграммы составов шпинелидов (а), оливина (б), клинопироксена (в) и плагиоклаза (г) из базанитов Западной Камчатки.

(а): 1 – шпинели из включений в центральных зонах вкрапленников оливина и титаномагнетита из сростков с оливином, 2 – шпинелиды из включений в краевых зонах вкрапленников оливина и титаномагнетита из основной массы, 3 – микролиты титаномагнетита из основной массы. (б): 1 – центральные и промежуточные зоны вкрапленников и центральные зоны субфенокристаллов оливина, 2 – краевые зоны вкрапленников и субфенокристаллов и центральные зоны микролитов оливина, 3 – краевые зоны микролитов оливина. (в): 1 – центральные зоны вкрапленников клинопироксена, 3 – краевые зоны вкрапленников и субфенокристаллов клинопироксена. (г): 1 – центральные и 3 – краевые зоны микролитов клинопироксена. (д) (по уменьшению размерности кристаллов): 1 – лейсты плагиоклаза, 2 – микролиты плагиоклаза, 3 – микролиты кислого плагиоклаза, 4 – направление эволюции составов минералов при последовательной кристаллизации фаз.

микролитов титаномагнетита. Следует отметить, что эволюция состава клинопироксена от ядер вкрапленников к краевым зонам характеризуется значимым снижением содержания Na_2O от 0.50–0.51 до 0.29–0.31 мас. %.

Полевые шпаты базанитов представлены исключительно плагиоклазом. Субфенокристаллы (лейсты) плагиоклаза отвечают по составу “бескальциевому” битовниту и лабрадору ($\text{An}_{74-66}\text{Or}_0$) со

слабым увеличением альбитового компонента к краевым зонам кристаллов (табл. 2, рис. 3д). Мелкие микролиты плагиоклаза табличатой формы (<50 мкм) имеют лабрадорный состав с заметным содержанием калия ($\text{An}_{67-57}\text{Or}_{1.1-2.1}$), а наиболее кислый плагиоклаз андезинового и олигоклазового состава ($\text{An}_{50-21}\text{Or}_{4-12}$) слагает микролиты в ассоциации с интерстиционными нефелином и лейцитом.

Таблица 2. Составы (мас. %) плагиоклаза и клинопироксена из базанитов Западной Камчатки

| Компо- ненты | Плагиоклаз | | | Клинопироксен | | | | | | | |
|--------------------------------|------------|-------|-------|---------------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|
| | лейсты | мкр | мкр | вкр-ц | вкр-п | вкр-п | вкр-п | вкр-к | вкр-к | мкр-ц | мкр-к |
| SiO ₂ | 49.04 | 50.81 | 57.86 | 52.29 | 48.43 | 44.49 | 41.03 | 43.39 | 48.31 | 41.55 | 47.12 |
| TiO ₂ | 0.08 | 0.15 | 0.09 | 0.73 | 1.98 | 2.77 | 4.28 | 3.37 | 2.02 | 4.05 | 2.08 |
| Al ₂ O ₃ | 31.85 | 30.48 | 25.60 | 3.88 | 6.58 | 9.74 | 11.97 | 10.19 | 6.54 | 11.24 | 6.36 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| FeO* | 0.73 | 0.88 | 0.52 | 6.46 | 6.82 | 7.93 | 8.70 | 8.23 | 7.31 | 8.49 | 7.51 |
| MnO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.04 | 0.01 | 0.01 |
| MgO | 0.06 | 0.04 | 0.03 | 14.73 | 13.46 | 11.69 | 10.23 | 11.27 | 13.04 | 10.72 | 13.35 |
| CaO | 14.51 | 12.88 | 7.05 | 22.55 | 23.29 | 23.23 | 23.04 | 22.99 | 22.87 | 22.98 | 22.66 |
| Na ₂ O | 3.41 | 4.25 | 6.23 | 0.51 | 0.41 | 0.48 | 0.29 | 0.36 | 0.31 | 0.37 | 0.28 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.26 | 1.62 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Сумма | 99.67 | 99.74 | 98.99 | 101.18 | 101.02 | 100.33 | 99.55 | 99.80 | 100.44 | 99.41 | 99.37 |
| An (Wo) | 70.19 | 61.76 | 34.69 | 46.88 | 49.17 | 50.81 | 52.24 | 50.94 | 48.94 | 51.56 | 48.09 |
| Ab (En) | 29.81 | 36.78 | 55.90 | 42.62 | 39.53 | 35.57 | 32.27 | 34.74 | 38.82 | 33.47 | 39.41 |
| Or (Fs) | 0.00 | 1.46 | 9.41 | 10.50 | 11.30 | 13.62 | 15.49 | 14.32 | 12.24 | 14.97 | 12.50 |
| n | 8 | 10 | 6 | 2 | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 5 | 7 |

Примечание. An – анортит, Ab – альбит, Or – ортоклаз, Wo – волластонит, En – энстатит, Fs – ферросилит. FeO* – все Fe в виде FeO. Другие обозначения см. в табл. 1.

Таблица 3. Составы (мас. %) интерстиционных выделений фельдшпатоидов и анальцима, а также основной массы из базанитов Западной Камчатки

| Компо- ненты | Лейцит | | Нефелин | | Анальцим | | Основная масса | | | |
|--------------------------------|--------|--------|---------|-------|----------|--------|--------------------------------|-------|-------|-------|
| | ом* | ом | ом* | ом | ом | ом | растр (50 × 50, 100 × 100 мкм) | | | |
| SiO ₂ | 55.23 | 55.50 | 49.34 | 48.46 | 47.25 | 48.68 | 45.86 | 47.34 | 47.75 | 47.92 |
| TiO ₂ | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.05 | 0.04 | 0.05 | 2.40 | 1.50 | 1.80 | 1.59 |
| Al ₂ O ₃ | 23.75 | 23.21 | 31.37 | 30.99 | 29.82 | 30.39 | 19.51 | 19.46 | 20.59 | 21.72 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| FeO* | 0.52 | 0.41 | 0.64 | 0.63 | 0.73 | 0.78 | 8.91 | 4.79 | 6.16 | 5.35 |
| MnO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.11 |
| MgO | 0.02 | 0.02 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 4.58 | 4.99 | 3.82 | 3.30 |
| CaO | 0.14 | 0.29 | 0.92 | 0.86 | 0.57 | 0.56 | 10.00 | 12.20 | 10.21 | 9.96 |
| Na ₂ O | 0.19 | 0.07 | 14.69 | 14.65 | 11.54 | 9.31 | 6.44 | 7.32 | 6.34 | 6.54 |
| K ₂ O | 21.16 | 20.77 | 2.68 | 2.76 | 2.45 | 2.44 | 3.30 | 1.71 | 2.80 | 2.43 |
| H ₂ O | | | | | 8.05 | 8.14 | | | | |
| Сумма | 101.05 | 100.31 | 99.71 | 98.43 | 100.48 | 100.39 | 101.00 | 99.30 | 99.47 | 98.92 |
| n | 3 | 3 | 7 | 4 | 1 | 1 | 3 | 2 | 7 | 13 |

Примечание. Для составов лейцита и нефелина: “ом*” – обр. ПП-2264, “ом” – обр. ПП-2265. Другие обозначения см. в табл. 1.

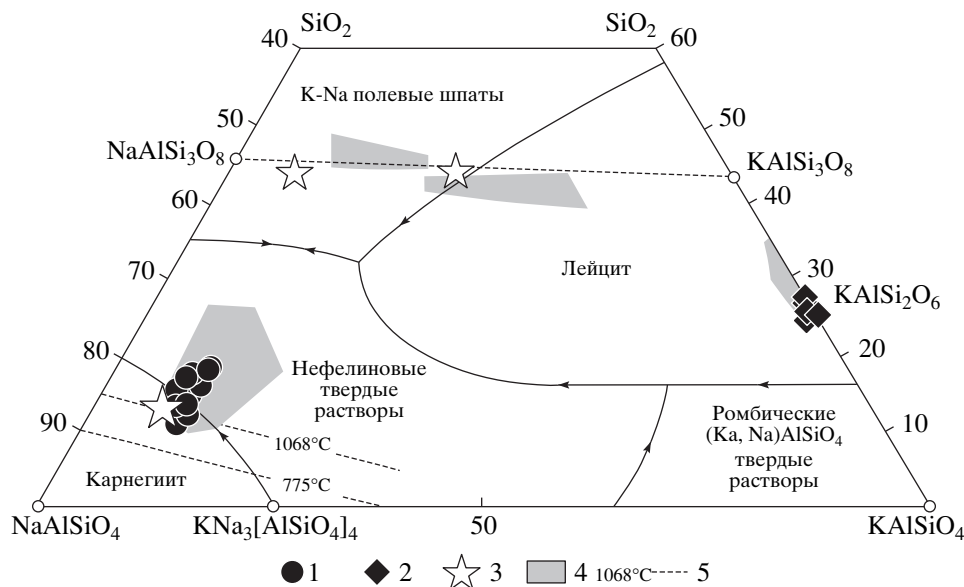


Рис. 4. Диаграмма $\text{NaAlSiO}_4\text{-KAlSiO}_4\text{-SiO}_2$ (Шерер, 1952) для интерстиционных фаз фельдшпатоидов из базанитов Западной Камчатки.

1, 2 – интерстиционные фазы нефелина (1) и лейцита (2) из базанитов Западной Камчатки; 3 – микролиты полевых шпатов и нефелина из миоценовых базанитов Восточной Камчатки (Вольнец и др., 1997); 4 – интерстиционные фазы К-На полевых шпатов, нефелина и лейцита из четвертичных базальтов щелочно-olivин-базальтовой серии Срединного хребта Камчатки (Вольнец, Ананьев, 1984); 5 – пределы смесимости твердых растворов нефелина в сухих условиях ($T = 1068^\circ\text{C}$) и при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар ($T = 775^\circ\text{C}$) (Дир и др., 1966). Сплошными линиями показаны границы полей составов кристаллических фаз и твердых растворов, стрелками – направления снижения температур кристаллизации.

Нефелин интерстиционных фаз из основной массы базанитов обладает устойчивыми вариациями химизма и отвечает по составу как карнегииту, так и нефелиновым твердым растворам (табл. 3). Точки состава *Ne* на диаграмме полевошпатового разреза $\text{NaAlSiO}_4\text{-KAlSiO}_4\text{-SiO}_2$ (рис. 4) группируются вблизи линии равновесия этих фаз. Особенности состава нефелина из базанитов Западной Камчатки являются повышенные содержания SiO_2 , K_2O и в меньшей степени CaO и FeO . Сходные характеристики состава отмечались и ранее для нефелина из щелочных базальтоидов других районов Камчатки (Вольнец, Ананьев, 1984) и считаются типичными для нефелина и лейцита из вулканических пород. Интерстиционный лейцит из базанитов близок идеальному формульному составу с небольшими примесями Na_2O , CaO и FeO (табл. 3, рис. 4).

Среди интерстиционных фаз в базанитах обнаружены водосодержащие К-На алюмосиликаты, которые рассматриваются здесь как анальцит. Этот минерал формируется на завершающей стадии кристаллизации базанитов. Состав анальцита заметно отличается от идеальной формулы минерала пониженными содержаниями SiO_2 и высокими Al_2O_3 , а в сравнении с анальцитом из магматических пород других районов Камчатки он имеет высокое содержание K_2O (Вольнец и др., 1985, 1997; Флеров и др., 1998). При этом аналь-

цит обладает сходным с нефелином балансом компонентов, за исключением более низких содержаний Na_2O . Из литературы известны примеры обнаружения высококалийевого анальцита (Дир и др., 1966), однако известны и составы, идентифицированные как “гидронефелин” с содержанием H_2O 8.9 мас. %, которые были получены экспериментально (Якубович, Тарасов, 1988). В структуре гидронефелина молекулы H_2O частично замещают Na в каналах алюмокремнекислородных тетраэдров, то есть имеют цеолитовую позицию.

Направленность изменения химизма остаточного расплава базанитов в результате кристаллизации вкрапленников *Ol* в парагенезисе со шпинелью и магнетитом, а также последующей массовой кристаллизации субфенокристаллов и микролитов *Ol*, *Pl*, *Cpx* и *Ti-Mag* может быть показана на основе растровых микрозондовых анализов основной массы пород. Растровые анализы с размерами сканированных площадок 50×50 и 100×100 мкм значительно варьируют по содержаниям многих компонентов. Это связано с сопоставимостью размеров площадок растровой съемки и микролитов. Проблема решалась ступенчатым смещением растровых площадок. В целом результаты анализов демонстрируют увеличение щелочности и глиноземистости остаточного рас-

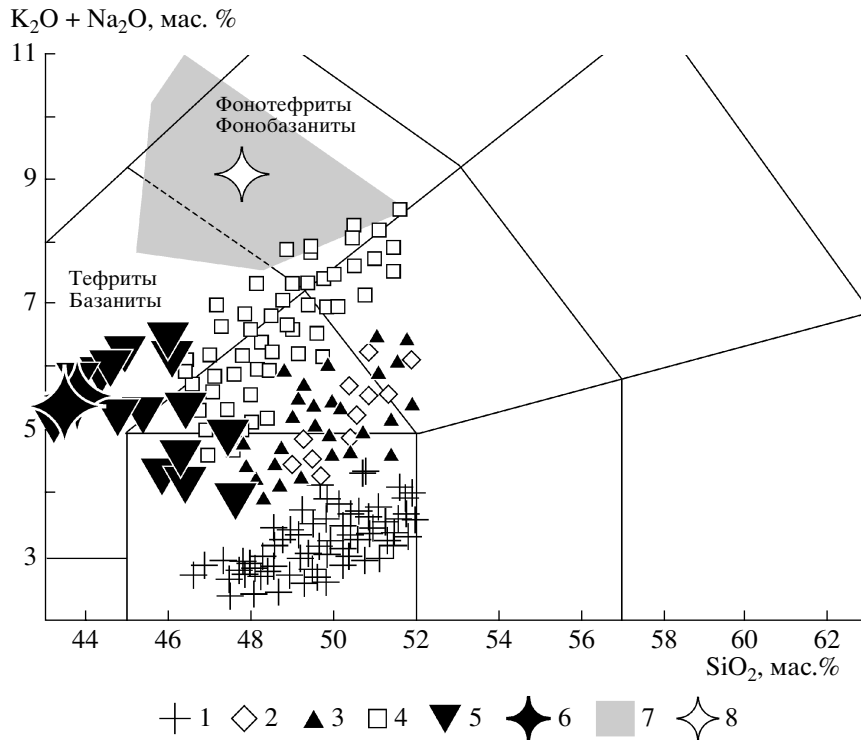


Рис. 5. Классификационная диаграмма SiO_2 –($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) для базанитов горы Хухч и базальтоидов различных геохимических типов других районов Камчатки (LeBas et al., 1986).

1 – островодужные умеренно-калиевые базальты неоген-четвертичных вулканических поясов Камчатки; 2 – островодужные высококалиевые и шшонитовые базальты неоген-четвертичного вулканического пояса Срединного хребта; 3 – плиоцен-четвертичные базальты К-На щелочно-базальтовой и щелочно-оливин-базальтовой серий Срединного хребта Камчатки; 4 – базальтоиды калиевых щелочной и субщелочной серий Западной Камчатки (абсарокиты, трахибазальты, шонкиниты); 5 – базальтоиды К-На щелочной и субщелочной серий Восточной Камчатки; 6 – базаниты Западной Камчатки (г. Хухч); 7 – поле точек составов и 8 – средний состав основной массы базанитов г. Хухч. Используются оригинальные и литературные данные.

плава в процессе кристаллизации вплоть до появления фонотефритовых составов (табл. 3, рис. 5).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАНИТОВ

Базаниты г. Хухч относятся к группе основных фельдшпатоидсодержащих щелочных пород К-На ряда ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.5\text{--}1.9$). Содержание нормативного нефелина составляет для них 13–14 мас. %, а оливина – 21–22 мас. %. Особенности состава базанитов являются повышенные концентрации MgO , TiO_2 , Na_2O и K_2O (табл. 4). В сравнении с базальтоидами других геохимических типов, распространенных в магматических ареалах островодужной системы Камчатки, базаниты г. Хухч, наряду с базанитами и щелочными базальтами Восточной Камчатки, обладают наиболее высокой суммарной щелочностью и низкой кремнекислотностью (рис. 5). Базанитам свойственны высокие концентрации когерентных сидерофильных элементов (Co, Ni, Cr), высокозарядных (Nb, Ta), радиоактивных (Th, U), а также LREE, на фоне умеренных содержаний Zr, Hf, ще-

лочных, щелочноземельных и халькофильных редких элементов (Rb, Ba, Sr, Pb, Cu и Sn). Породы обладают высоким уровнем фракционирования редкоземельных элементов ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 10.8\text{--}12.6$), а значения многих маркирующих редкоэлементных отношений ($\text{Ba}/\text{Nb} = 10\text{--}12$; $\text{Sr}/\text{Nb} = 17\text{--}18$; $\text{Ta}/\text{Yb} = 1.3\text{--}1.6$) указывают на принадлежность базанитов Западной Камчатки к группе базальтоидов внутриплитного геохимического типа. Это отчетливо иллюстрируется диаграммой $\text{Ba}/\text{Zr}\text{--}\text{Nb}/\text{Zr}$ (рис. 6), на которой точки составов базанитов находятся на линии вещественного тренда базальтоидов срединно-океанических хребтов (MORB) и внутриплитных обстановок. Уровни концентраций редких элементов и интервалы значений редкоэлементных отношений для базанитов Западной Камчатки совпадают с таковыми для щелочных базальтов Восточной Камчатки, например $\text{Ba}/\text{Nb} = 6\text{--}15$ и $\text{Sr}/\text{Nb} = 10\text{--}29$. С другой стороны, сравнение составов базанитов г. Хухч с К-На щелочными и субщелочными плиоцен-четвертичными базальтоидами Срединного хребта, которые рассматриваются как еще одно проявление внутриплитных магм на территории острово-

Таблица 4. Содержания петрогенных (мас. %) и редких элементов (ppm) в базанитах Западной Камчатки (гора Хухч)

| Компоненты | ПП-2264 | ПП-2265 | Компоненты | ПП-2264 | ПП-2265 | Компоненты | ПП-2264 | ПП-2265 |
|--------------------------------|---------|---------|------------|---------|---------|------------|---------|---------|
| SiO ₂ | 43.52 | 43.80 | Rb | 41 | 42 | U | 1.51 | 1.48 |
| TiO ₂ | 1.96 | 1.96 | Ba | 557 | 558 | La | 34.50 | 34.22 |
| Al ₂ O ₃ | 14.39 | 14.55 | Sr | 890 | 890 | Ce | 73.63 | 72.10 |
| Fe ₂ O ₃ | 4.73 | 4.79 | Pb | 2.99 | 2.80 | Pr | 9.09 | 8.80 |
| FeO | 7.18 | 7.00 | Zn | 76 | 72 | Nd | 33.04 | 32.44 |
| MnO | 0.18 | 0.17 | Cu | 42 | 44 | Sm | 6.79 | 6.64 |
| MgO | 10.96 | 11.00 | Co | 51 | 50 | Eu | 1.96 | 1.89 |
| CaO | 9.75 | 9.89 | Ni | 245 | 232 | Gd | 6.13 | 6.55 |
| Na ₂ O | 3.30 | 3.56 | Cr | 356 | 343 | Tb | 0.82 | 0.96 |
| K ₂ O | 2.11 | 1.90 | V | 249 | 239 | Dy | 4.56 | 4.69 |
| P ₂ O ₅ | 0.67 | 0.65 | Sc | 25 | 30 | Ho | 0.84 | 0.93 |
| H ₂ O | 0.80 | 0.55 | Ta | 2.90 | 2.79 | Er | 2.31 | 2.31 |
| CO ₂ | 0.23 | 0.17 | Nb | 51.0 | 49.1 | Tm | 0.29 | 0.31 |
| Сумма | 99.78 | 99.99 | Zr | 167 | 192 | Yb | 1.86 | 2.15 |
| F | 440 | 700 | Hf | 4.06 | 4.11 | Lu | 0.25 | 0.27 |
| Cs | 0.56 | 0.55 | Th | 4.43 | 4.44 | Y | 21 | 23 |

Примечание. Петрогенные оксиды определяли методом XRF, железо – методом титрования, F и CO₂ – классическим химическим методом (Институт геохимии СО РАН; аналитики Климова А.К., Коваль Л.П., Погудина Г.А., Ожогина Т.В.). Содержания редких элементов определяли методом ICP-MS в Центре коллективного пользования Иркутского научного центра СО РАН: обр. ПП-2264 – на масс-спектрометре с высоким разрешением ELEMENT 2 (Институт геохимии СО РАН; аналитики Чувашова Л.А., Смирнова Е.В., Ложкин В.И.), обр. ПП-2265 – на квадрупольном масс-спектрометре VG Plasma Quad 2+ (Институт земной коры СО РАН; аналитики Маркова М.Е., Ясныгина Т.А.).

дужной системы Камчатки (Волынец, 1993; Volynets, 1994; Churikova et al., 2001; Ivanov et al., 2004), демонстрирует их существенные вещественные отличия. Базальтоиды щелочно-оливин-базальтовой и щелочно-базальтовой серий Срединного хребта, начиная от *Ne*-нормативных (Ba/Nb = 15–30, Sr/Nb = 27–73) и далее к *Hu-Ol*-нормативным переходным типам базальтов (Ba/Nb = 25–75, Sr/Nb = 41–86), формируют промежуточный тренд между полями составов пород внутриплитного и островодужного геохимических типов (Ba/Nb = 109–250, Sr/Nb = 108–441). При этом даже составы наиболее обогащенных высокозарядными элементами *Ne*-нормативных базальтов Срединного хребта, в отличие от щелочных базальтоидов Западной и Восточной Камчатки, отклоняются от вещественного тренда типичных внутриплитных магм в направлении поля составов базальтоидов островодужного типа. Это сравнение важно для выделения среди магматических пород островодужной системы Камчатки не только пород внутриплитного и островодужного геохимических типов, но и целой группы переходных между ними серий.

На мультикомпонентных диаграммах распределения элементов, обладающих различной степенью сродства с магматическими расплавами, вещественные особенности разных типов базальтоидов островодужной системы Камчатки выражены еще более отчетливо (рис. 7). Базаниты Западной Камчатки имеют сходные графики распределения микроэлементов с базанитами Восточной Камчатки и вместе с тем характеризуются существенно меньшей степенью обогащенности многими литофильными элементами в сравнении со щелочными базальтами этого района. Графики распределения для базанитов демонстрируют последовательное снижение нормированных концентраций от группы элементов, имеющих сродство с расплавами, к группе когерентных элементов. При этом отмечается дефицит Pb² и слабо выраженная положительная аномалия Sr, что характерно для базанитов обоих районов. В отличие от базанитов, щелочные базальтоиды Восточной Камчатки обладают глубо-

² Для нормирования составов пород содержание Pb в примитивной мантии принято 0.15 ppm (Sun, McDonough, 1989).

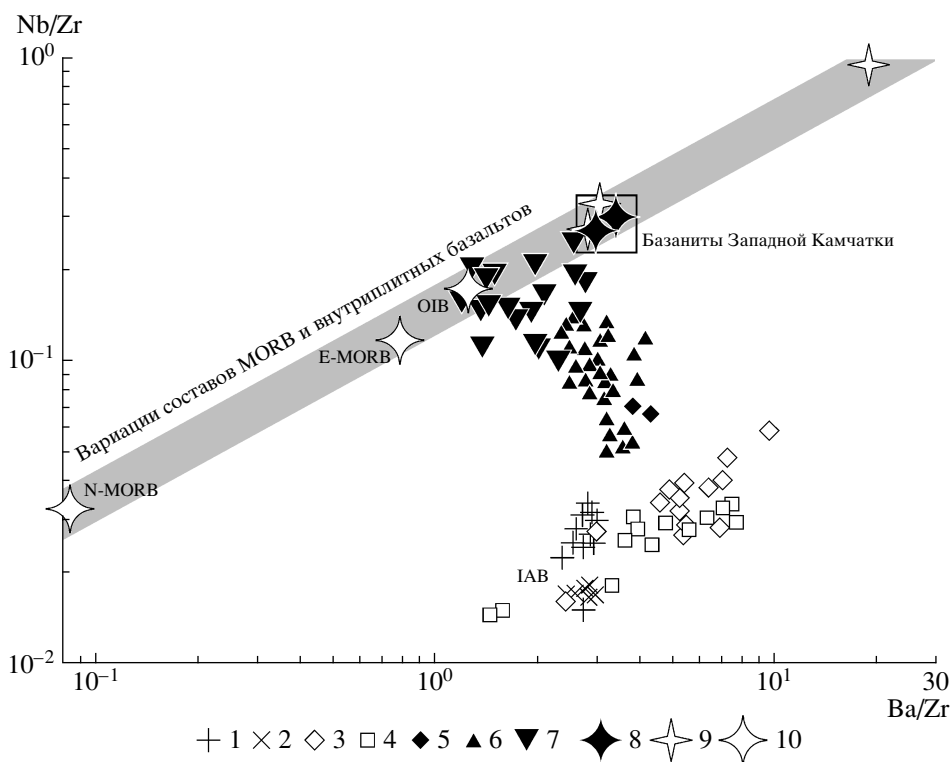


Рис. 6. Диаграмма Nb/Zr–Ba/Zr для базанитов горы Хухч и для базальтоидов различных геохимических типов других районов Камчатки.

Базальты островодужного типа (IAB): 1 – умеренно-калиевые базальты вулканического пояса Восточной Камчатки; 2 – то же для вулкана Ключевской (Центральная Камчатская депрессия); 3 – умеренно-калиевые и высококалиевые базальты вулканического пояса Срединного хребта Камчатки; 4 – базальтоиды калиевых щелочной и субщелочной серий Западной Камчатки (абсарокиты, трахибазальты, шонкиниты). 5 – K-Na шонкиниты Западной Камчатки; 6 – базальты K-Na щелочно-базальтовой и щелочно-оливин-базальтовой серий Срединного хребта; 7 – базальтоиды K-Na щелочной и субщелочной серий Восточной Камчатки; 8 – базаниты Западной Камчатки (г. Хухч); 9 – средние составы базанитов и щелочных базальтов Африканской рифтовой системы (провинция Рунгве, Танзания (Иванов и др., 1998), Чад (Gourgaud, Vincent, 2004), Оман (Worthing, Wilde, 2002)); 10 – составы базальтов срединно-океанических хребтов нормального (N-MORB) и обогащенного типов (E-MORB) и базальтов океанических островов (OIB) по (Sun, McDonough, 1989).

По всем геохимическим типам базальтов Камчатки здесь и далее использованы оригинальные ICP-MS аналитические данные, а также данные из работ: 1 – (Гриб и др., 2003), 2 – (Churikova et al., 2001), 4, 5 – (Perpelov et al., 2001), 6 – (Churikova et al., 2001; Ivanov et al., 2004), 7 – (Волынец и др., 1990а; Тихомирова, 1994; Волынец и др., 1997).

кими минимумами не только по Pb, но также по K и Rb. Миоценовые базаниты Западной и Восточной Камчатки обнаруживают значительное вещественное сходство с базальтами океанических островов (OIB), отличаясь лишь несколько меньшими концентрациями Zr, Hf и некоторых REE. Следует отметить, что присутствие на графиках минимумов Zr и Hf характерно для базанитов и щелочных базальтов ряда внутриконтинентальных рифтов (рис. 7) и, по мнению ряда исследователей (Gourgaud, Vincent, 2004; Worthing, Wilde, 2002), отражает условия магмообразования и состав родоначального субстрата.

Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в базанитах г. Хухч составляют 0.70299 ± 0.00010 для обр. ПП-2264 и 0.70298 ± 0.00015 (2 σ) для обр. № ПП-2265. Эти значения отвечают мантийным

изотопным меткам и находятся в интервале величин, характерных для базальтоидов MORB-типа.

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ БАЗАНИТОВ

Основой для модельных расчетов условий кристаллизации базанитов послужили данные петрографических наблюдений и микроаналитических исследований минеральных парагенезисов.

Выделение из базанитового расплава значительного объема вкрапленников и субфенокристаллов *OI* на ранних этапах (до 20 об. %) и субфенокристаллов и микролитов *Crx* и *Pl* на поздних этапах его кристаллизации (до 25 об. %) определяет направленное изменение состава остаточного расплава. Последовательная смена минеральных ассоциаций с дискретным распределением

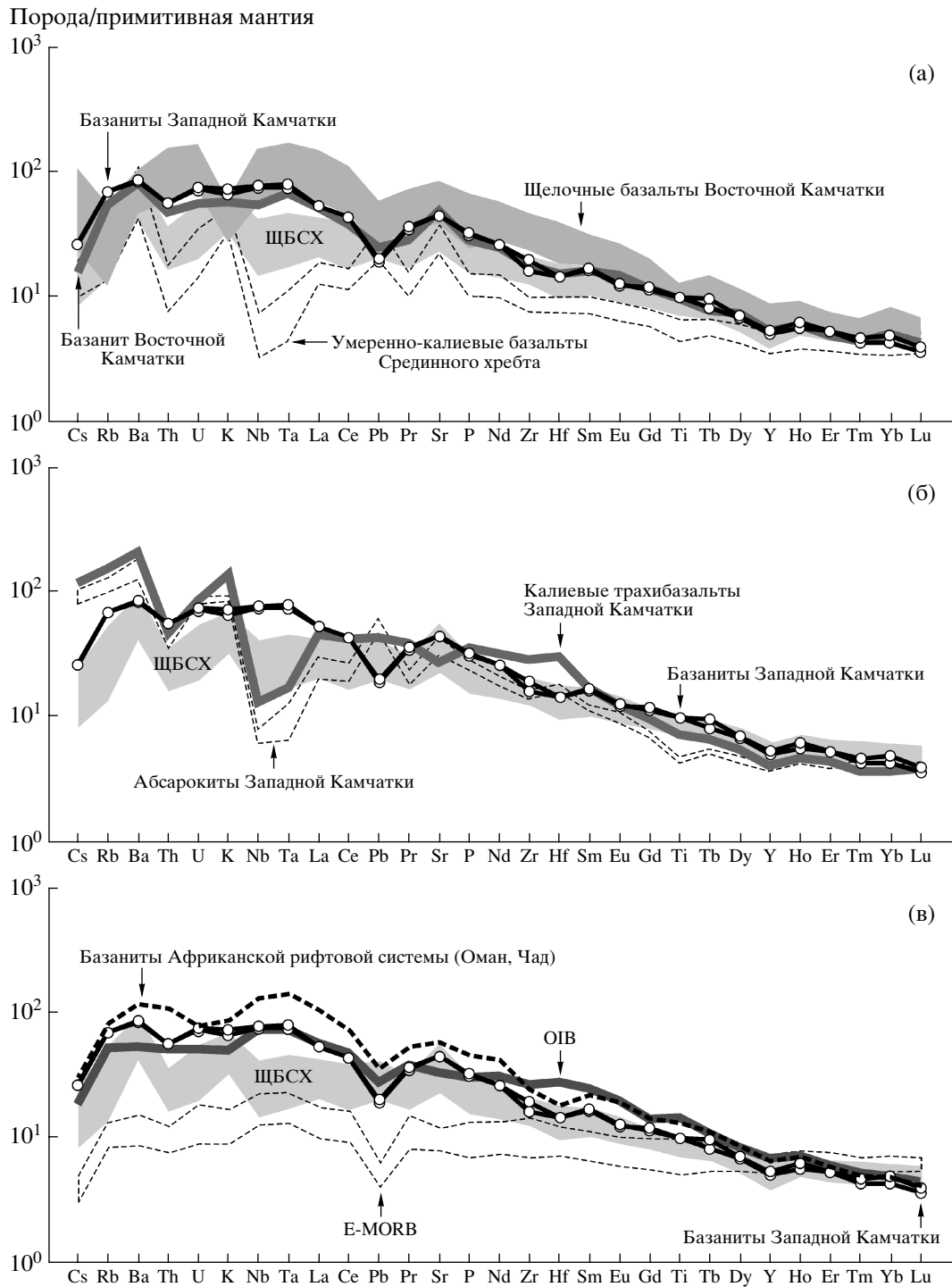


Рис. 7. Диаграммы распределения магматофильных элементов для базанитов горы Хухч и для базальтоидов различных геохимических типов других районов Камчатки.

Содержания элементов в породах (ppm) нормированы на их концентрации в "пиролите" (примитивная мантия) по (Sun, McDonough, 1989). ЩБСХ – *Ne*-нормативные базальты щелочно-базальтовой и щелочно-оливин-базальтовой серий Срединного хребта Камчатки. На рис. 7в нижняя граница поля E-MORB – средний состав базальтов E-MORB (Sun, McDonough, 1989), верхняя граница поля E-MORB – средний состав стекол из базальтов E-MORB типа по данным проекта GERM (37 проб); график для базанитов Африканской рифтовой системы построен по средним значениям из 5 проб (Gourgaud, Vincent, 2004; Worthing, Wilde, 2002).

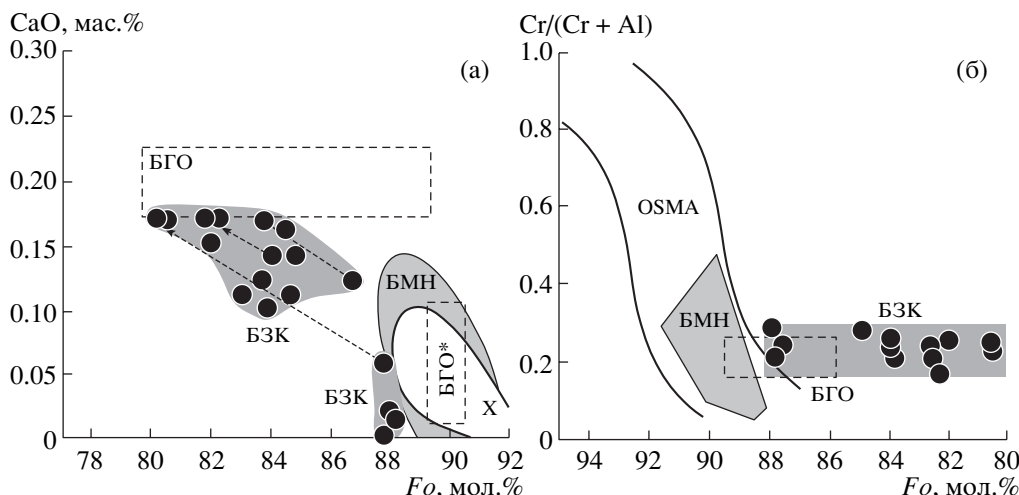


Рис. 8. Корреляция составов вкрапленников оливина (а) и парагенезисов оливин–шпинель (б) из базанитов Западной Камчатки, Гавайских островов и мантийных минеральных ассоциаций.

БГО – оливины и оливин–шпинелевые парагенезисы из базанитов Гавайских островов, БГО* – то же, предположительно ксеногенного происхождения по данным (Соболев, Никогосян, 1994); БЗК – оливины и оливин–шпинелевые парагенезисы из базанитов Западной Камчатки; X – оливины мантийных ксенолитов (Hervig et al., 1986); OSMA – парагенезисы оливин–шпинель мантийных пород (Arai, 1992); БМН – оливины и парагенезисы оливин–шпинель ксеногенных включений вебстеритов и лерцолитов из базанитов мыса Наварин, Чукотка (Колосков, 1999). Пунктирными стрелками соединены точки составов зональных оливинов.

составов и размерности кристаллических фаз, а также наблюдаемая резорбция и плавление вкрапленников оливина свидетельствуют о существенных вариациях *P-T* условий эволюции расплава.

В эволюции базанитового расплава можно выделить следующие этапы: (1) кристаллизация на уровне глубинного резервуара (высокобарические стабильные условия), (2) замедление или прекращение кристаллизации при быстром подъеме магмы в верхние горизонты литосферы (высокоградиентные *P-T* условия) и, наконец, (3) кристаллизация магматического расплава *in situ*, то есть собственно в субвулканическом резервуаре (низкобарические условия). Общая тенденция к снижению давлений и температур кристаллизации расплава устанавливается при анализе составов последовательно формирующихся минеральных фаз. Например, при переходе от центральных зон вкрапленников оливина и редких вкрапленников клинопироксена к их промежуточным зонам и субфенокристаллам наблюдается последовательное увеличение железистости минералов (табл. 1, 2), указывающее на снижение температуры кристаллизации, а заметное увеличение содержаний кальция в зональных вкрапленниках оливина (рис. 8) позволяет предполагать уменьшение давления.

Для проверки этих предположений была выполнена численная оценка *P-T* условий кристаллизации базанитового расплава с использованием ряда экспериментальных геотермометров (Kudo,

Weill, 1970; Peterson, 1989; Putirka, 1997, 2005a, 2005b) и геотермометра (Putirka et al., 2003). Основными принципами выбора геотермометров были соответствие состава исследуемых базанитов интервалу исходных составов силикатного вещества в экспериментах и минимальные отклонения расчетных температур от измеренных в опытах. Выбор указанных геотермометров, основанных на термометрии системы минерал–расплав для *Ol*, *Crx*, *Pl* и *Ne*, позволил получить согласованные диапазоны температур кристаллизации базанитового расплава со стандартной ошибкой 30–50°C.

В связи с отсутствием данных по расплавленным включениям в оливинах ранней стадии кристаллизации базанитов, оценка состава первичного базанитового расплава не может быть проведена корректно. Сопоставление *Ol-Spl* ассоциации из базанитов и аналогичной мантийной ассоциации показывает (рис. 8), что наиболее магнезиальные и низкокальциевые оливины ($Fo_{88.1-87.8}$) из базанитов близки по содержанию CaO к мантийному оливину, а шпинели этих ассоциаций сходны по величине $Cr/(Cr + Al)$. При этом оливин базанитов заметно отличается от мантийного более высокой железистостью, а шпинель базанитов характеризуется повышенной концентрацией TiO_2 (0.95–2.66 мас. %) по сравнению с мантийной. Такие особенности химизма ранней генерации оливина и, соответственно, включений шпинели из оливина затрудняют отнесение их к минеральным фазам ксеногенного мантийного происхож-

Таблица 5. Сопоставление составов (мас. %) и температур кристаллизации экспериментальных (Sack et al., 1987) и модельных базанитовых расплавов при атмосферном давлении

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|--------|-----------------|--------|-----------------|--------|-----------------|--------|-----------------|-----------------|
| | 6-S | Lq ₁ | 6-(39) | Lq ₂ | 6-(40) | Lq ₃ | 6-(43) | Lq ₄ | Lq ₅ |
| SiO ₂ | 44.28 | 43.66 | 44.29 | 44.07 | 44.49 | 44.47 | 45.42 | 45.28 | 48.44 |
| TiO ₂ | 2.49 | 1.96 | 2.69 | 2.09 | 2.90 | 2.22 | 3.35 | 2.47 | 1.60 |
| Al ₂ O ₃ | 16.04 | 14.47 | 16.93 | 15.40 | 17.10 | 16.33 | 17.63 | 18.20 | 21.96 |
| FeO* | 9.85 | 11.33 | 10.20 | 10.84 | 10.17 | 10.35 | 10.71 | 9.37 | 5.41 |
| MnO | 0.16 | 0.18 | 0.16 | 0.17 | 0.17 | 0.17 | 0.19 | 0.16 | 0.11 |
| MgO | 9.74 | 10.98 | 7.94 | 9.13 | 6.60 | 7.29 | 3.52 | 3.60 | 3.34 |
| CaO | 12.49 | 9.82 | 12.58 | 10.45 | 12.81 | 11.09 | 8.79 | 12.35 | 10.07 |
| Na ₂ O | 3.07 | 3.43 | 3.20 | 3.66 | 3.23 | 3.88 | 5.30 | 4.34 | 6.61 |
| K ₂ O | 1.46 | 2.01 | 1.56 | 2.14 | 2.01 | 2.27 | 3.70 | 2.54 | 2.46 |
| P ₂ O ₅ | 0.42 | 0.66 | 0.45 | 0.70 | 0.53 | 0.75 | 1.38 | 0.83 | |
| H ₂ O* | | 0.68 | | 0.72 | | 0.75 | | 0.88 | |
| Сумма | 100.00 | 99.27 | 100.00 | 99.43 | 100.00 | 99.62 | 100.00 | 100.01 | 100.00 |
| <i>Fo</i> | | 88–87 | 85.5 | 85–84 | 83.5 | 83–82 | 71.4 | 73–67 | |
| <i>T</i> _{изм.} , °C | | | 1234 | | 1201 | | 1121 | | |
| <i>T</i> _{расч.} , °C | | 1227–1226 | 1194 | 1210–1207 | 1175 | 1184–1182 | 1129 | 1123–1119 | |
| <i>f</i> | 49.9 | 51.2 | 55.7 | 54.6 | 60.0 | 59.1 | 74.3 | 72.6 | 62.3 |

Примечание. 1, 3, 5, 7 – исходный состав (6-S) и составы закалочных стекол из эксперимента (Sack et al., 1987) по данным из базы ИНФОРЕКС (Арискин и др., 1997) с сохранением номеров анализов. 2, 4, 6, 8, 9 – составы модельных расплавов, использованные для расчета температур кристаллизации базанитов Западной Камчатки (см. текст). Все Fe в виде FeO*. Состав Lq₅ рассчитан на 100%. *T*_{изм.}, °C – температуры, измеренные непосредственно в экспериментах. *T*_{расч.}, °C – расчетные температуры кристаллизации оливинов по геотермометру оливин–расплав (Putirka, 1997). H₂O* – наблюдаемые и расчетные содержания, без поправок на содержания воды в родоначальном расплаве 2.0 мас. % (см. текст). *Fo* – содержание форстеритового минала в оливинах. *f* = (FeO* + MnO)/(FeO* + MnO + MgO) – коэффициент железистости расплавов.

дения. С другой стороны, этот минеральный парагенезис может быть рассмотрен в рамках модели равновесной кристаллизации родоначального базанитового расплава.

В качестве родоначального расплава для расчетов был принят средний валовый состав базанитов (табл. 5, Lq₁). Проверка условий равновесности с ним наиболее магнезиальных составов центральных зон вкрапленников оливинов *Fo*_{88.1–87.8} показала удовлетворительные результаты ($KD_{Fe^{2+}/Mg} = 0.29–0.32$)³.

Для определения температур кристаллизации минеральных парагенезисов базанитов, в соответствии с наблюдаемым порядком их формирования, рассчитан последовательный ряд модельных составов расплавов (табл. 5). Состав расплава Lq₄ (табл. 5), который по величинам $KD_{Fe^{2+}/Mg}$ отвечает условиям равновесной кристаллизации из него субфенокристаллов и микролитов *Srx*

³ Fe^{2+}/Fe^{3+} в расплавах рассчитывалось для условий буферных равновесий NNO–WM ($lg f_{O_2} - T$) по процедуре, используемой в работе (Putirka, 2005a).

(mg# 71–68) совместно с субфенокристаллами и микролитами *Pl* и *Ti-Mag*, рассчитан как остаточный. Он образован в результате кристаллизации из родоначального базанитового расплава вкрапленников оливина в парагенезисе со шпинелью, поэтому для оценки его состава из родоначального расплава Lq₁ были удалены реально наблюдаемые в базанитах объемы соответствующих фаз – 20 об. % *Ol* и 0.2 об. % *Spl*. Составы удаляемых фаз рассчитаны по средним – *Ol* из 21 анализа и *Spl* из 9 анализов.

Для расчетов температур равновесной кристаллизации всего наблюдаемого ряда составов вкрапленников и субфенокристаллов оливина определены промежуточные модельные расплавы Lq₂ и Lq₃ (табл. 5). Первый из них рассчитан как среднее между исходным (Lq₁) и остаточным (Lq₄) базанитовыми расплавами, а состав расплава Lq₃ принят как среднее между промежуточным Lq₂ и остаточным Lq₄ расплавами. Установлено, что расплав Lq₂ по величине $KD_{Fe^{2+}/Mg}$ (0.30–0.32) отвечает условиям равновесной кристаллизации из него центральных и промежуточных зон

Таблица 6. Расчетные температуры и давления кристаллизации базанитов Западной Камчатки

| Геотермометры | | <i>P</i> , кбар | <i>Ol</i> - <i>Lq</i> (±42) | <i>Cpx</i> - <i>Lq</i> (±34) | <i>Pl</i> - <i>Lq</i> (±37) | <i>Pl</i> - <i>Lq</i> (±34) | <i>Ne</i> - <i>Lq</i> (±30) |
|---------------|--|--------------------|--------------------------------|---------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| 1 | | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| I | <i>Ol</i> ₈₈₋₈₆ + <i>Spl</i> _{mg# 56-52} + <i>Lq</i> ₁ | | 1372–1369 (4) | | | | |
| II | <i>Ol</i> ₈₅₋₈₄ + <i>Spl</i> _{mg# 49-47} + <i>Lq</i> ₂ | | 1311–1298 (9) | | | | |
| III | <i>Ol</i> ₈₃₋₇₉ + <i>Cpx</i> _{mg# 80-75} + <i>Lq</i> ₃ | 9–10 (±1.7) | 1226–1210 (6) | 1194–1184 (5) | | | |
| IV | <i>Cpx</i> _{mg# 73-68} + <i>Pl</i> _{An 74-67} + <i>Ti-Mag</i> + <i>Lq</i> ₄ | 1.5–3 (±1.7) | | 1115–1097 (7) | 1138–1133 (8) | 1149–1111 (8) | |
| V | <i>Cpx</i> _{mg# 77-74} + <i>Pl</i> _{An 67-57} + <i>Ti-Mag</i> + <i>Lq</i> ₅ | 0.5–1 (±1.7) | | 1058–1048 (7) | 1060–1053 (10) | 1121–1075 (10) | |
| VI | <i>Pl</i> _{An 50-21} + <i>Ne</i> + <i>Lq</i> ₅ | <0.5 | | | 1001–889 (6) | 1051–883 (6) | 1014–935 (12) |

Примечание. 1 – составы минеральных парагенезисов: I–III – парагенезисы ранних генераций вкрапленников оливина, включений шпинелей в них и вкрапленников клинопироксена; IV, V – парагенезисы ранних генераций субфенокристаллов и микролитов (массовая кристаллизация), VI – парагенезис микролитов и интерстиционных фаз заключительной стадии кристаллизации расплава. 2 – средние оценки и стандартная ошибка определения (в скобках) давления кристаллизации по клинопироксеновому геобарометру (Putirka et al., 2003; модель A). Расчетные температуры кристаллизации минеральных парагенезисов (*T*, °C): 3 – по геотермометру оливин–расплав (Putirka, 2005a, модель C), с учетом поправок на содержание воды в расплаве; 4 – по геотермометру клинопироксен–расплав (Putirka et al., 2003; модель B); 5 – по геотермометру плагиоклаз–расплав (Putirka, 2005b; модели A, H); 6 – по геотермометру плагиоклаз–расплав при $P_{H_2O} = 1.0$ кбар (Kudo, Weill, 1970); 7 – по геотермометру нефелин–расплав (Peterson, 1989). *Fo*, *An* – содержания миналов форстерита и анортита в оливинах и плагиоклазах. mg# = Mg/(Mg + Fe + Mn), ат. % – коэффициент магнезиальности шпинелей и клинопироксенов. В первой строке цифры в скобках – стандартная ошибка определения температур для используемых геотермометров. В столбцах 3–7 в скобках – количество пар составов минерал–расплав, использованных для расчетов температур равновесной кристаллизации. Другие пояснения см. в тексте.

вкрапленников *Ol* (*Fo*₈₅₋₈₄). Расплав *Lq*₃ отвечает условиям равновесной кристаллизации в нем таких минеральных фаз, как краевые зоны вкрапленников и центральные зоны микролитов оливина *Fo*₈₃₋₇₉ ($KD_{Fe^{2+}/Mg} = 0.31-0.33$), а также центральные и промежуточные зоны редких вкрапленников *Cpx* (mg# 80–75). Для завершающей стадии кристаллизации базанитовой магмы состав остаточного расплава *Lq*₅ (табл. 5) определен по результатам растрового микронзондового анализа и соответствует среднему составу основной массы базанитов. Выбор этих модельных расплавов позволил достигнуть в расчетах условий равновесной кристаллизации в базанитах всех главных минеральных парагенезисов *Ol* + *Spl*, *Ol* + *Cpx*, *Cpx* + *Pl* и *Pl* + *Ne*. Корректность применения расчетных модельных расплавов подтверждается их вещественным сходством с последовательно полученными в эксперименте закалочными стеклами (Sack et al., 1987) с исходным составом вещества, близким к исследуемым базанитам (табл. 5).

Результаты определения *P-T* условий кристаллизации базанитового расплава представлены в табл. 6. Все расчеты экспериментальных геотермометров демонстрируют смену высокотемпера-

турных минеральных парагенезисов на относительно низкотемпературные.

Температуры кристаллизации первых ликвидусных фаз оливина *Fo*₈₈₋₈₇ из родоначального базанитового расплава *Lq*₁ определены в 1372–1369°C (табл. 6). Подстановка этих температур состояния расплава в эмпирическую формулу Ф. Албаредо (Albarede, 1992) показывает, что условий мантийного равновесия расплав мог достигать при давлении 25–26 кбар. Это предельные значения для исследуемой магматической системы, но, вероятно, более низкие по отношению к условиям формирования первичного расплава. Для оценки давлений этапов кристаллизации базанитового расплава с формированием минеральных парагенезисов с участием *Cpx* (модельные расплавы *Lq*₃ и *Lq*₄) применен геобарометр (Putirka et al., 2003; модель A). Результаты расчетов по нему показывают снижение давления в ходе эволюции магматической системы (табл. 6).

Согласно ранее установленным корреляциям для составов первичных щелочных магм ($H_2O/P_2O_5 = 3$; Dixon et al., 1997) и толеитовых базальтоидных магм ($H_2O/K_2O \approx 1$; Hauri, 2002), предполагается, что кристаллизация высокотемпературных минеральных парагенезисов происходила в базанитовом расплаве с концентрациями

$H_2O \sim 2.0$ мас. %. Эта оценка соответствует величинам указанных отношений для родоначального базанитового расплава: $H_2O/K_2O = 2.11-1.90$ и $H_2O/P_2O_5 = 2.01-1.95$ (табл. 4). При расчетах температур кристаллизации парагенезисов субфенокристаллов и микролитов *Pl* + *Srx*, равновесных с модельным остаточным расплавом Lq_4 , результаты согласуются только при условии дальнейшего увеличения концентрации воды в магматической системе. При общем давлении 1.5–3 кбар температуры кристаллизации *Pl* и *Srx* в расплаве Lq_4 сопоставимы между собой с введением поправок на расчетное содержание в расплаве $H_2O = 2.5$ мас. %, а концентрации воды при кристаллизации плагиоклаза An_{66-57} из остаточного расплава Lq_5 , отвечающего по составу основной массе базанитов, оцениваются в 3.9–5.1 мас. % (Putirka, 2005b; модели А и Н; Арискин, Бармина, 2000) (табл. 6). Расчет составов модельных расплавов Lq_2 , Lq_3 и Lq_4 на основе оценки содержания H_2O в родоначальном базанитовом расплаве демонстрирует увеличение концентраций воды в них до 2.14, 2.27 и 2.54 мас. % соответственно. Эти значения использованы при расчете температур кристаллизации в базанитовом расплаве *Ol* и *Srx* (табл. 6). Необходимо отметить, что принятое значение содержания H_2O в родоначальном базанитовом расплаве (2 мас. %) соответствует расчетному для первичных нефелинитовых магм Гавайских островов – 2 мас. % (Dixon et al., 1997).

Расчеты по методу (Альмеев, Арискин, 1996) при $P_{общ} = P_{H_2O} = 1.5$ кбар и температурах 1080–1140°C показывают, что растворимость воды в остаточном базанитовом расплаве Lq_4 составляет ~4.9–5.5 мас. %, а в расплаве Lq_5 при $P_{общ} = P_{H_2O} = 1$ кбар и температурах 890–1120°C содержания H_2O достигают 5.9 мас. %. Расчетные температуры по геотермометрам плагиоклаз–расплав (Putirka, 2005b; Kudo, Weill, 1970) для заключительных этапов кристаллизации базанитового расплава согласуются между собой при давлении воды ~1 кбар. Таким образом, можно предполагать, что при общем повышении роли воды в ходе кристаллизации базанитового расплава лишь кристаллизация микролитов и интерстиционных фаз могла происходить в условиях, приближающихся к насыщенным по воде. Это, в частности, подтверждается обнаружением в породах интерстиционных выделений водосодержащего минерала – анальцима.

Вместе с тем оценка содержаний летучих компонентов при кристаллизации расплава в субвулканическом резервуаре затруднена, поскольку для этого этапа эволюции базанитовой магмы характерны низкое литостатическое давление, высокая проницаемость системы и свойственные этим условиям процессы дегазации магмы. Так,

содержания H_2O и CO_2 в исследуемых базанитах без признаков вторичных изменений составляют 0.55–0.80 и 0.17–0.23 мас. % соответственно (табл. 6). Наблюдаемые концентрации CO_2 отвечают пределу растворимости углекислоты в базанитовых расплавах для давлений 2–2.5 кбар (Lowenstern, 2001), тогда как установленные зависимости $CO_2 = (2.5 \pm 1.5)H_2O$ для исходных щелочных базальтоидных магм (Dixon et al., 1997) предполагают значительно более высокие инициальные содержания в них $CO_2 = 2-8$ мас. %. Исходя из приведенных оценок, потери летучих компонентов в процессе эволюции базанитовой магмы могли составить 60–72 мас. % H_2O и 92–97 мас. % CO_2 .

Сопоставление результатов модельных расчетов с данными об эволюции составов вкрапленников *Ol* и *Srx* свидетельствует об их кристаллизации из базанитового расплава при последовательном снижении температуры (табл. 6). Температуры кристаллизации первых ликвидусных фаз наиболее магнезиальных *Ol* и *Spl* в родоначальном базанитовом расплаве оцениваются в ~1372–1369°C. В ходе последующей кристаллизации оливин-шпинелевого парагенезиса температуры снижаются до 1311–1298°C. Этот этап завершается образованием вкрапленников *Srx* при $T = 1226-1184^\circ C$ и $P \sim 9-10$ кбар. Затем в условиях резкого снижения давления и в меньшей степени температуры кристаллизация базанитового расплава в магматической системе, вероятно, замедляется или прекращается. Массовое выделение из расплава парагенезиса субфенокристаллов и микролитов *Srx* + *Pl* + *Ti-Mag* происходит уже при более низких температурах ~1149–1048°C и существенно более низких оценочных давлениях ~0.5–3 кбар. Такие условия кристаллизации отвечают этапу образования субвулканического резервуара в результате подъема магмы к поверхности. В заключение процесса кристаллизации базанитового расплава в близповерхностной магматической камере формируется парагенезис микролитов наиболее кислого плагиоклаза An_{50-21} и *Ap*, а также интерстиционных фаз *Ne*, *Lct* и анальцима при снижении температуры до ~935–883°C.

Приведенные оценки температур кристаллизации базанитовых расплавов Западной Камчатки близки оценкам условий кристаллизации *Ol* + *Srx* минерального парагенезиса первичных базанитовых магм Гавайских островов – 1390–1170°C (Соколов, Никогосян, 1994).

Высокие значения температур кристаллизации первых ликвидусных минеральных фаз *Ol* + *Spl*, давления мантийного равновесия родоначального расплава и микроэлементные характеристики пород не противоречат модели формирования базанитовой магмы в области гранатовой фации глубинности мантии. При этом диапазон

величин отношений La_N/Yb_N , Dy_N/Yb_N и содержаний в породах Yb_N , нормированных к хондриту (10.8–12.6, 1.4–1.6 и 11.5–13.3 соответственно), отвечают модели ~6%-ного частичного плавления гранатсодержащего перидотита (Иванов и др., 1998). Модельные температуры кристаллизации равновесных с родоначальным базанитовым расплавом парагенезисов $Ol + Spl$ с учетом стандартных ошибок применяемых геотермометров не только превышают значение 1300°C (потенциальная температура неразогретой мантии), но и 1333°C (температура в основании термального граничного слоя) (McKenzie, Bickle, 1988; Harry, Leeman, 1995). Это позволяет предполагать, что на этапе проявления неогеновых щелочных базитовых магм в задуговой геодинамической обстановке Западной Камчатки процессы магмообразования происходили при относительном разогреве мантии и соответствующем утонении литосферы, свойственных процессам активного рифтогенеза.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ БАЗАНИТОВ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Время формирования субвулканического тела базанитов г. Хухч, согласно его позиции в структуре осадочного чехла Западной Камчатки и результатам датирования ассоциирующих штоков и даек трахибазальтов (8–17 млн. лет, K-Ar) (Коваль, Адамчук, 1986), близко к возрастному интервалу развития щелочно-базальтового магматизма на Восточной Камчатке (5–14 млн. лет, K-Ar) (Волынец и др., 1997, 1990a) и отвечает среднему и позднему миоцену. Однако последующее инструментальное датирование собственно базанитов не исключает возможность уточнения их возраста в интервале средний миоцен–ранний плиоцен. Принимая во внимание положение задуговой области Западной Камчатки относительно фронта современной плиоцен-четвертичной субдукции, развитие магматических процессов внутриплитного типа могло быть здесь существенно более длительным, в отличие от Восточной Камчатки (Волынец и др., 1990a). Близость вещественного состава и возраста формирования базальтоидных пород внутриплитного геохимического типа в районах Восточной и Западной Камчатки свидетельствует о близком по времени развитии K-Na щелочного магмообразования на участках, обособленных друг от друга территориями шириной около 300 км вкост простирания островодужной структуры. Геодинамическая обстановка проявлений щелочно-базальтового магматизма Западной и Восточной Камчатки определяется главным образом прекращением олигоцен-раннемиоценовой субдукции океанической плиты Кула под континентальную окраину Камчатки и развитием процессов рифтогенеза вплоть

до этапа формирования новой плиоцен-четвертичной субдукции Тихоокеанской океанической плиты. Время проявления щелочно-базальтового магматизма на Камчатке согласуется со временем наиболее интенсивных процессов растяжения в окраинных морях на западе Тихого океана, которые маркировались вначале направленными к северу сдвиговыми дислокациями, а затем рифтогенными и спрединговыми структурами (Филатова, Федоров, 2003). В этот период, в условиях преобразования конвергентной границы Азиатской континентальной и океанических плит в трансформную, глубокие расколы литосферы и декомпрессионное магмообразование на фоне относительного разогрева мантии могли определить возможность проявления базитовых магм как на фронте консолидированного континентального блока Камчатки, так и в его тыловых областях. Геодинамическая позиция базанитов Западной Камчатки согласуется в целом с ранее сделанными выводами (Волынец и др., 1990a, 1997) о месте неогенового щелочного магматизма Восточной Камчатки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты минералого-геохимического изучения *Ne-Lct*-содержащих базанитов г. Хухч на Западной Камчатке и ревизия данных предшествующих исследований демонстрируют, что эта находка является первым достоверным свидетельством проявления типичных внутриплитных магм в тыловой области островодужной системы Камчатки. Возможно, что ареал развития K-Na щелочного магматизма позднепалеоген-неогенового возраста на этой территории будет расширен последующими исследованиями с обнаружением широкого спектра составов магматических пород, свойственных рифтогенным обстановкам, в частности OIB- и E-MORB-типа. Указание на развитие сходных по составу пород имеется, например, в бассейне р. Быстрая – позднепалеоген-неогеновые дайки эссексит-дибазов (Коваль, Адамчук, 1986). Основанием для такого предположения можно считать также наличие, по крайней мере, двух длительных временных интервалов в кайнозойской истории развития Тихоокеанского сектора островодужной системы Камчатки: позднеэоцен-раннеолигоценный и среднепозднемиоценовый, в течение которых отсутствовала активная субдукция и, вероятно, развивались не только аккреционно-коллизонные, но и рифтогенные процессы (Богданов, Чехович, 2002, 2004). Длительность каждого из этих временных интервалов составляет до 10 млн. лет – время достаточное для изменения геодинамических режимов и условий магмообразования в развитии крупных геологических структур вблизи активных конвергентных границ плит.

Благодарности. Выполнение исследований по магматическим объектам Западной Камчатки в 2001 г. было бы невозможным без поддержки начальника Хайрюзовской ГРП ФГУП “Камчатгеология” А.А. Глух и сотрудника этой партии П.Ф. Петроченко, начальника Центральной геохимической партии ФГУП Камчатской ПСЭ М.А. Талалая и сотрудника этой партии В.В. Хлопкова, а также старшего научного сотрудника Геологического института РАН к.г.-м.н. М.М. Певзнер. Критический анализ работы, проведенный чл.-корр. РАН А.И. Ханчуком и д.г.-м.н. Ю.А. Мартыновым (ДВГИ ДВО РАН), позволил значительно улучшить ее содержание. Авторы выражают всем перечисленным коллегам глубокую признательность. Особая благодарность – чл.-корр. РАН А.В. Соболеву. Проведенный им анализ работы послужил поводом для серьезного переосмысления авторами полученных данных и уточнения ряда петрологических выводов при решении вопросов происхождения и кристаллизации базитовых магм.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 04-05-64800), программы поддержки ведущих научных школ (гранты №№ НШ-2294.2003.5, НШ-5439.2006.5) и Интеграционного проекта СО РАН № 6.9.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альмеев Р.Р., Арискин А.А. ЭВМ-моделирование расплавно-минеральных равновесий в водосодержащей базальтовой системе // *Геохимия*. 1996. № 7. С. 624–636.
- Антипов М.П., Гладенков Ю.Б., Журавлев А.В., Шанцер А.Е. Строение прикамчатского участка дна Охотского моря и его кайнозойская история // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 1997. Т. 72. Вып. 2. С. 19–25.
- Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 363 с.
- Арискин А.А., Мешалкин С.С., Альмеев Р.Р., Бармина Г.С., Николаев Г.С. Информационно-поисковая система ИНФОРЕКС: анализ и обработка экспериментальных данных по фазовым равновесиям изверженных пород // *Петрология*. 1997. Т. 5. № 1. С. 42–67.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // *Геотектоника*. 2002. № 1. С. 72–85.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д. Геодинамические аспекты кайнозойского окраинно-континентального вулканизма Тихоокеанского и Беринговоморского секторов Камчатки // *Геология и геофизика*. 2004. Т. 45. № 4. С. 421–429.
- Вольнец О.Н. Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы: Автореферат дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1993. 67 с.
- Вольнец О.Н., Ананьев В.А. Лейцит и нефелин в четвертичных базальтах Камчатки // *Докл. АН СССР*. 1984. Т. 275. № 4. С. 955–958.
- Вольнец О.Н., Антипин В.С., Аношин Г.Н., Перепелов А.Б., Пузанков Ю.М. Первые данные по геохимии и минералогии позднекайнозойских калиевых базальтоидов Западной Камчатки // *Докл. АН СССР*. 1985. Т. 284. № 1. С. 205–208.
- Вольнец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Чувашова Л.А., Смирнова Е.В. Редкие земли в позднекайнозойских высококалийных вулканических породах Камчатки // *Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок*. Новосибирск: Наука, 1986. С. 149–165.
- Вольнец О.Н., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М., Перепелов А.Б., Антипин В.С. Калиевые базальтоиды Западной Камчатки – проявление пород лампроитовой серии в островодужной системе // *Геология и геофизика*. 1987. № 11. С. 41–51.
- Вольнец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н., Валов М.Г., Патока М.Г., Пузанков Ю.М., Ананьев В.В., Шипицын Ю.Г. Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое (по геохимическим данным) // *Вулканология и сейсмология*. 1990а. № 5. С. 14–27.
- Вольнец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Аношин Г.Н. Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка) // *Геология и геофизика*. 1990б. № 5. С. 3–13.
- Вольнец О.Н., Карпенко С.Ф., Лэй Р.У., Горринг М. Изотопный состав позднеэоценовых К-На щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника магм // *Геохимия*. 1997. № 10. С. 1005–1018.
- Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа. Масштаб 1:1500000. Ред. А.Ф. Литвинов, Б.А. Марковский, В.П. Зайцев. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2005.
- Гладенков Ю.Б., Сальников Б.А., Боровцев А.К., Бояринова М.Е., Воеводин Ю.Б., Волобуева В.И., Ковтунович П.Ю., Шанцер А.Е. Решения рабочих межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогеографии и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
- Гриб Е.Н., Перепелов А.Б., Леонов В.Л. Геохимия вулканических пород Узон-Гейзерной депрессии (Камчатка) // *Вулканология и сейсмология*. 2003. № 4. С. 11–28.
- Гузиев И.С. Щелочная оливин-базальтовая формация Западной Камчатки // *Вулканизм и геохимия его продуктов*. М.: Наука, 1967. С. 126–144.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4. Каркасные силикаты. М.: Мир, 1966. 482 с.
- Иванов А.В., Рассказов С.В., Бовен А., Андре Л., Масловская М.Н., Тему Е.Б. Позднекайнозойский щелочно-ультрасосновный и щелочно-базальтовый магматизм провинции Рунгве, Танзания // *Петрология*. 1998. Т. 6. № 3. С. 228–250.

- Коваль П.А., Адамчук Г.Л. Объяснительная записка к Геологической карте масштаба 1:200000. Лист О-57-XXXIII. Серия Западно-Камчатская. № 4976/1. Петропавловск-Камчатский: ФГУ "КамТФГИ", 1986. 104 с.
- Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканы как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999. 223 с.
- Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 223 с.
- Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозой с точки зрения тектоники литосферных плит // Тектоника литосферных плит. М.: ВИНТИ, 1977. С. 137–169.
- Мороз Т.Ф. Объяснительная записка к Геологической карте масштаба 1:200000. Лист О-57-XXVI. Серия Западно-Камчатская. М.: Недра, 1971. 63 с.
- Перепелов А.Б., Иванов А.В., Макинтош У.С., Рассказов С.В., Бейли Д.С. Калиевый щелочной магматизм Западной Камчатки – позднеэоцен-раннеолигоценый эпизод инверсии геодинамических режимов в эволюции островодужной системы // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Всероссийская научная конференция, посвященная 10-летию Российского фонда фундаментальных исследований. Санкт-Петербург: Центр информационной культуры, 2003. С. 348–354.
- Смирнова Е.В., Мысовская И.Н., Ложкин В.И., Пахомова Н.Н. Оценка спектральных помех при использовании ИСП-МС прибора с магнитным сектором ELEMENT2: определение редкоземельных элементов // Всероссийская конференция по аналитической химии "Аналитика России". Москва. 2004. С. 157–158.
- Соболев А.В., Никогосян И.К. Петрология магматизма долгоживущих мантйных струй: Гавайские о-ва (Тихий океан) и о-в Реюньон (Индийский океан) // Петрология. 1994. Т. 2. № 2. С. 131–168.
- Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Богданов Н.А., Шапиро М.Н., Леднева Г.В. Коллизия Олюторской островной дуги с Евразийской континентальной окраиной: кинематические и возрастные аспекты // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 5. С. 666–668.
- Тихомирова С.Р. Позднекайнозойские тешениты Восточной Камчатки // Докл. АН. 1994. Т. 335. № 5. С. 626–629.
- Филатова Н.И., Федоров П.И. Кайнозойский магматизм Корейско-Японского региона и геодинамические обстановки его проявления // Геотектоника. 2003. № 1. С. 54–77.
- Флеров Г.Б., Колосков А.В., Москалева С.В. Лейцит и анальцит в верхнемеловых–палеогеновых калиевых базальтоидах Центральной Камчатки // Докл. АН. 1998. Т. 362. № 1. С. 87–89.
- Шанцер А.Е., Федоров П.И. Геохимия нижнекайнозойских пород Западной Камчатки // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 6. С. 20–28.
- Шерер Д.Ф. Щелочно-полевошпатовый разрез в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – KAlSi_3O_8 – SiO_2 // Полевые шпаты. М.: Иностранная литература, 1952. С. 165–173.
- Якубович О.В., Тарасов В.И. Синтез монокристаллов и кристаллическая структура гидронефелина I // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 6. С. 1382–1386.
- Ясныгина Т.А., Рассказов С.В., Маркова М.Е., Иванов А.В., Демонтерова Е.И. Определение микроэлементов методом ИСП-МС с применением микроволнового кислотного разложения в вулканических породах основного и среднего состава // Прикладная геохимия. Вып. 4. Аналитические исследования. Ред. Буренков Э.К., Кременецкий А.А. М.: ИМГРЭ, 2003. С. 48–56.
- Albarede F. How deep do common basaltic magmas from and differentiate // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. № B7. P. 10997–11009.
- Arai S. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry // Mineral. Magazine. 1992. V. 56. P. 173–184.
- Churikova T., Dorendorf F., Worner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // J. Petrology. 2001. V. 42. № 8. P. 1567–1593.
- Dixon E., Clague D.A., Wallace P., Poreda R. Volatiles in alkalic basalts from the North Arch Volcanic Field, Hawaii: extensive degassing of deep submarine-erupted alkalic series lavas // J. Petrology. 1997. V. 38. № 7. P. 911–939.
- Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A., Worner G. Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2000. V. 104. № 1–4. P. 131–151.
- Gourgaud A., Vincent P.M. Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi volcano, Tibesti, Chad // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2004. V. 129. P. 261–290.
- Green D.H., Faloon T.J., Eggins S.M., Yaxley G.M. Primary magmas and mantle temperatures // Eur. J. Mineral. 2001. V. 13. P. 437–451.
- Harry D.L., Leeman W.P. Partial melting of metasomatized subcontinental mantle and the magma source potential of the lower lithosphere // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 10255–10269.
- Hauri E. SIMS analysis of volatiles in silicate glasses, 2: isotopes and abundances in Hawaiian melt inclusions // Chem. Geology. 2002. V. 183. P. 115–141.
- Hervig R.L., Smith J.V., Dawson J.B. Lherzolite xenoliths in kimberlites and basalts: petrogenetic and crystallochemical significance of some minor and trace elements in olivine, pyroxene, garnet and spinel // Earth Sci. 1986. V. 77. P. 181–201.
- Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Markova M.E., Saranina E.V. Y/Ho ratios in the Late Cenozoic basalts from the eastern Tuva, Russia: an ICP-MS study with enhanced data quality // Geostandards Newsletter. The Journal of Geo-standards and Geoanalysis. 2000. V. 24. № 2. P. 197–204.
- Ivanov A.V., Perepelov A.B., Puzankov M.Yu., Yasnygina T.A., Malykh Yu.M., Rasskazov S.V. Rift- and arc-type basaltic volcanism of the Sredinnyy ridge, Kamchatka: case study of the Payalpan volcano-tectonic structure // Metallogeny of the Pacific Northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins. Vladivostok: Dalnauka, 2004. С. 345–349.
- Kudo A.M., Weill D.F. An igneous plagioclase thermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1970. V. 25. № 1. P. 52–65.
- LeBas M.J., LeMaitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrology. 1986. V. 27. P. 745–750.

- Lowenstern J.B.* Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems // *Mineralium Deposita*. 2001. V. 36. P. 490–502.
- McKenzie D.P., Bickle M.J.* The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // *J. Petrology*. 1988. V. 29. P. 625–679.
- Perepelov A.B., Volynets O.N., Anoshin G.N., Puzankov Yu.M., Antipin V.S., Kablukov A.V.* Western Kamchatka alkali-potassic basaltoid volcanism: geological and geochemical review // *Alkaline magmatism and the problems of mantle source: Proceedings of International Workshop “Alkaline magmatism and the problems of mantle source”*. Irkutsk. 2001. P. 52–69.
- Peterson T.D.* Peralkaline nephelinites. I. Comparative petrology of Shombole and Oldonyo L’engai, East Africa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1989. V. 101. P. 458–478.
- Portnyagin M., Hoernle K., Avdeiko G., Hauff F., Werner R., Bindeman I., Uspensky V., Garbe-Schonberg D.* Transition from arc to oceanic magmatism at the Kamchatka-Aleutian junction // *Geology*. 2005. V. 33. № 1. P. 25–28.
- Putirka K.* Magma transport at Hawaii: inferences based on igneous thermobarometry // *Geology*. 1997. № 25. P. 69–72.
- Putirka K.* Mantle potential temperatures at Hawaii, Iceland, and the mid-ocean ridge system, as inferred from olivine phenocrysts: Evidence for thermally driven mantle plumes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. An electronic journal of the Earth Sciences. 2005a. V. 6. № 5. 14 p.
- Putirka K.* Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: tests of some existing models and new calibrations // *American Mineralogist*. 2005b. V. 90. P. 336–346.
- Putirka K., Ryerson F.J., Mikaelian H.* New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene + liquid equilibria // *American Mineralogist*. 2003. V. 88. P. 1542–1554.
- Sack R.O., Walker D., Carmichael I.S.E.* Experimental petrology of alkalic lavas: constraints on cotectics of multiple saturation in natural basic liquids // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 96. № 1. P. 1–23.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication № 2. Blackwell Scientific Publications. 1989. P. 313–346.
- Tatsumi Y., Kogiso T., Nohda S.* Formation of a third volcanic chain in Kamchatka: generation of unusual subduction-related magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. V. 120. P. 117–128.
- Volynets O.N.* Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // *International Geological Review*. 1994. V. 36. № 4. P. 373–405.
- Worthing M.A., Wilde A.R.* Basanites related to Late Eocene extension from NE Oman // *Journal of the Geological Society*, London. 2002. V. 159. P. 469–483.