

УДК 552.323:552.321.6(571.66):551.

ПЕРВАЯ НАХОДКА ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ НА БОЛЬШОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЕ

© 2002 г. В. А. Ермаков, А. Д. Бабанский, А. В. Ермаков

Представлено академиком Д.В. Рундквистом 14.11.2001 г.

Поступило 21.12.2001 г.

Включения ультраосновных пород в вулканах, в особенности в базальтах, рассматриваются обычно как отторженцы среды магмообразования в верхней мантии, хотя это мнение и не является общепризнанным [2, 7–10]. Имеющиеся данные позволяют считать, что вулканические породы, развитые в конкретной геотектонической обстановке, содержат вполне определенный набор ультраосновных включений. Так, в базальтах областей континентального вулканизма включения представлены шпинелевыми и гранатовыми перидотитами, эклогитами. В базальтах внутриокеанических островов состав включений варьирует от лерцолитов до габброидов. Базальты островных дуг характеризуются наибольшим разнообразием состава включений, в число которых входят породы дунит-гарцбургитовой и верлит-кортландитовой ассоциаций. Минералом-индикатором фациальной и геодинамической принадлежности включения является клинопироксен, в котором варьируют содержания оксидов натрия, алюминия и титана [2, 7, 8].

В целом на территории Курило-Камчатской вулканической дуги встречаются включения почти всех перечисленных выше пород, за исключением гранатосодержащих перидотитов и эклогитов. Однако обнаружены они преимущественно на Камчатке [2, 7]. В то же время в типичных островных дугах (далее ОД) – Алеутской и Курильской, включения гипербазитов редки [3]. В частности, в Курильской ОД гипербазитовые включения установлены лишь на вулканах западной (тыловой) зоны в Охотском море; в отличие от нее вулканы восточной (фронтальной) зоны специализированы на лейкократовые полевошпатовые ультраосновные включения (габбро-алливалиты). Это

позволяло предполагать принципиально различный состав субстрата для выплавления базальтовых магм в разных зонах Курильской ОД [7].

Данное сообщение посвящено первой находке гипербазитов в позднемиоценовых (плиоценовых?) базальтах на о. Итуруп (Курильская ОД) в береговых обрывах мыса Писемой вблизи пос. Рыбаки. Вулканизм этого времени имел аральный характер и проявлялся в небольших центрах в обстановке мелкого моря или прибрежной суши. Современные береговые разрезы сложены чередующимися базальтами и конгломератами. Включения встречаются в лавах и в туфах. Размеры включений сильно варьируют, достигая 15 см в поперечнике.

Химический состав изученных пород и основные характеристики слагающих их минералов приведены в табл. 1 и 2. Вмещают ультраосновные включения субщелочные оливин-пироксен-плагиоклазовые базальты эвпорфинового или серийнопорфинового строения (табл. 1, ан. 1). Среди темноцветных минералов преобладает Кпс, преимущественно диопсид-авгитового ряда*. При общем содержании вкрапленников в породе до 35 об. %, Пл (анортит) составляет 20%, Кпс – до 10%, Ол – до 7%. Основная масса состоит из микролитов Пкс, Пл в буром стекле и имеет гиалопилитовую, тахилитовую или гиалиновую структуру. Характерные особенности состава минералов приведены в табл. 2. Оливин в значительной мере замещен вторичными минералами: боулингитом?, иддингситом, карбонатами. Крупные выделения Ол имеют большую магнезиальность, чем мелкие. Клинопироксен содержит включения Шп, а также включения, замещенные хлоритом и карбонатом. Иногда такое замещение захватывает большую часть кристалла. Некоторые зерна Кпс обладают зональностью, когда ксеноморфное ядро с облачным погасанием окружено несколькими зонами с правильными кристаллогра-

Объединенный институт физики Земли
им. О.Ю. Шмидта

Российской Академии наук, Москва

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии

Российской Академии наук, Москва

* В тексте для обозначения минералов используются индексы: Пл – плагиоклаз, Пкс – пироксен, Кпс – моноклинный пироксен, Опс – ромбический пироксен, Ол – оливин, Шп – шпинель, Тм – титаномагнетит.

Таблица 1. Химический состав (мас. %) базальтов и ультраосновных включений в них (о. Итуруп)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	48.10	46.50	39.30	40.00	47.20	47.20	46.79	40.49
TiO ₂	0.95	1.21	0.54	0.54	0.74	1.03	0.62	1.32
Al ₂ O ₃	14.55	4.70	1.07	1.75	2.90	8.30	19.82	19.76
Fe ₂ O ₃	3.71	3.90	1.71	Следы	1.42	5.90	8.85	14.56
FeO	6.35	8.01	8.34	8.85	5.15	6.70		
MnO	0.16	0.19	0.15	0.15	0.17	0.21	0.15	0.15
MgO	10.54	19.30	45.54	44.05	22.21	12.61	6.49	6.81
CaO	11.77	15.13	1.23	1.05	15.87	14.62	12.27	14.27
Na ₂ O	1.91	0.56	0.39	0.46	0.45	1.23	1.37	1.11
K ₂ O	0.75	0.12	0.07	0.10	0.08	0.40	0.29	0.25
H ₂ O _{общ}	1.33	0.54	1.02	0.81	0.73	1.37	Не опр.	Не опр.
Cr ₂ O ₃	0.05	0.13	0.63	0.67	0.43	0.83	0.07	0.02
V ₂ O ₃	0.059	0.077	0.005	0.01	0.041	0.11	0.03	0.08
CoO	0.0025	0.0081	0.015	0.015	0.0076	0.003	0.005	0.008
NiO	0.016	0.037	0.28	0.26	0.089	0.015	0.013	0.008
Сумма	100.1	100.2	99.5	97.9	97.0	99.7	96.8	98.8

Примечание. 1 – вмещающий базальт (обр. 9008); 2 – пляжный песок без обломков ракушек (обр. 9008г); 3 – дунит массивный мелкозернистый, крупный обломок (обр. 9008в); 4 – дунит, мелкий обломок (обр. 9008б); 5 – оливинный пироксенит (обр. 9008ж); 6 – мегакристалл пироксена (обр. 9008а); 7 – пироксеновое габбро крупнозернистое (обр. 9008е); 8 – амфиболовое габбро среднезернистое (обр. 9008е/1). В ан. 7 и 8 – всё железо в виде Fe₂O₃.

Таблица 2. Основные характеристики минералов изученных пород

Порода	Оливин	Пироксен	Плагиоклаз	Рудная фаза
Вмещающий базальт (обр. 9008)	Незональные вкрапления размером 5–10 мм – <i>mg</i> [#] 86.6; вкрапления размером 2–4 мм – <i>mg</i> [#] 76.0	Незональные вкрапления (5–10 мм) – <i>mg</i> [#] 80.0 (En _{42.6} Fs _{10.6} Wo _{46.8}); зональные вкрапления (2–4 мм): центр – <i>mg</i> [#] 74.6 (En _{39.6} Fs _{13.5} Wo _{46.9}), край – <i>mg</i> [#] 72.9 (En _{42.2} Fs _{15.6} Wo _{42.2})	Зональный: центр: An ₉₄₋₉₃ край: An ₈₃₋₇₃	Титаномагнетит: <i>mg</i> [#] 6.1 <i>cr</i> [#] 0.4
Массивный дунит (обр. 9008в)	Незональный <i>mg</i> [#] 89–88	Микровключения в хромистой Шп. <i>mg</i> [#] 90–87 (En ₅₀ Fs ₆ Wo ₄₄)	Нет	Шпинель <i>cr</i> [#] 45
Слоистый дунит-пироксенит (обр. 9008б)	Незональный; крупный: <i>mg</i> [#] 89; мелкий: <i>mg</i> [#] 77–75	Диопсид <i>mg</i> [#] 90; авгит <i>mg</i> [#] 80–77	Нет	Шпинель <i>cr</i> [#] 41–43
Крупнозернистый пироксенит (обр. 9008ж)	Незональный; <i>mg</i> [#] 87–84	Диопсид <i>mg</i> [#] 89.5–86	Только в участках габброизации	Шпинель <i>cr</i> [#] 30–32
Мегакристалл пироксена (обр. 9008а)	Мелкие зерна по пироксену, <i>mg</i> [#] 78.5	Авгит <i>mg</i> [#] 77 (En _{43.5} Fs _{13.0} Wo _{43.5})	Нет	Титаномагнетит низкохромистый

Примечание. An – анортит, En – энстатит, Fs – ферросилит, Wo – волластонит, *mg* – магнезиальность, *cr* – хромистость.

фическими ограничениями. Отдельные крупные ксеноморфные зерна Кпс срastaются с Пл, зерна которого также деформированы и имеют моза-

ичное погасание. Подобные аномальные петрографические признаки могут указывать на присутствие среди порфировых выделений ксеногенных

фаз, возможно реликтов области магмообразования. Эти фазы относятся преимущественно к диопсиду. Аналогичные базальты ранее были отмечены на п-ве Чирип (о. Итуруп), где они слагают береговые обрывы морских террас [4].

Поскольку включения встречаются в небольшой бухточке и довольно обильны, здесь в результате выветривания и морской абразии сформировался необычный по составу пляжный песок с высоким содержанием оливина и рудных минералов (табл. 1, ан. 2). По сравнению с базальтом пляжный песок обогащен магнием, никелем и хромом и обеднен алюминием и щелочами из-за накопления оливина и шпинели и выноса плагиоклаза и стекловатой основной массы. Интересно, что этот песок по химическому составу похож на некоторые базальтовые коматииты.

Обнаружены следующие типы ультраосновных включений.

I. Дунит массивный (табл. 1, ан. 3, 4), сложенный преимущественно Ол с незначительными количествами Пкс и Шп. Ол двух генераций: мелкозернистый оливково-зеленый (Fo_{76}) развивается по деформированному крупнозернистому блочному соломенно-желтому (Fo_{80}). Мелкозернистая масса Ол в отдельных участках цементируется зеленым Кпс (диопсидом) и иногда имеет трещиноватую, псевдослоистую текстуру. Зерна Ол содержит многочисленные мелкие включения хромовой Шп (до 1.5 мас. % Cr_2O_3). Кроме диопсида, присутствует темноокрашенный Пкс авгитового состава. По размеру он близок крупному Ол, но дает ксеноморфные выделения, что свидетельствует о его более поздней, по сравнению с высокомагнезиальным Ол, кристаллизации. Шп содержит до 37 мас. % Cr_2O_3 и приурочена к узлам трещин в породе. В хромистых Шп обнаружены микровключения диопсида, что, так же, как и перекристаллизация Ол, может указывать на вторичный характер мелкозернистых дунитов.

II. Дунит в контакте с черным пироксенитом – верлитом (обр. 90086). Оливин в породе давленный и рассланцеван параллельно контакту; хотя его отдельные блоки – чистые, с редкими включениями. Цвет – соломенно-желтый. В трещинках между блоками белого Ол развит мелкий зеленоватый Ол, ассоциирующий с тонкими корочками, наподобие жилок, сложенными мелкозернистым агрегатом магнетита и хлоритизированного минерала, возможно биотита, что может свидетельствовать о деформации в присутствии флюида. Состав Ол при этом замещении меняется от Fo_{80} до Fo_{76} , магнезиальность уменьшается (табл. 2). Мелкий, более железистый Ол развивается в краевых зонах крупных блочных выделений Ол и в контакте его с Пкс. В отдельных зернах мелкого Ол наблюдаются сложные, иногда ветвистые прорастания с высокохромистой шпинелью

(36–38% Cr_2O_3). Таким образом, в локальных участках присутствуют Ол двух генераций: соломенно-желтый дезинтегрированный и оливково-зеленый новообразованный; последний содержит реликты раннего оливина также и в своих ядрах. Темный Пкс (до 1.3 см) имеет деформационное двойникование и также частично перекристаллизован на контакте его с Ол. Другой, зеленый Пкс в виде ксеноморфных выделений цементирует мелкозернистый Ол. Таким образом, в этом образце наглядно виден вторичный характер мелкозернистых дунитов: перекристаллизация крупного Ол происходила одновременно с деформацией в доагматическую стадию и, вероятно, сопровождалась притоком флюида.

III. Оливиновый пироксенит порфиридовидного строения (табл. 1, ан. 5) имеет структуру, переходную от интрузивной к blastовой. Состоит из крупных зерен Пкс (до 70%) и скоплений мелких зерен Ол (30%), аналогичных уже характеризованным выше. Для всех крупных минералов характерна деформация, двойникование, решетчатые, лампасные структуры погасания. Пкс двух видов. Более светлый диопсид окружен небольшими округлыми ксеноморфными выделениями Ол (Fo_{87-84}). Под бинокляром этот Пкс выглядит как сухой, роговиковый, матово-зеленый, непрозрачный; при небольшом увеличении в нем наблюдаются трещины спайности или отдельности. Размер кристаллов 0.5–0.8–1.2 см. Минерал заметно перекристаллизован с развитием мелкозернистого агрегата Ол и Пкс, а иногда и Пл. Редкие зерна более темного пироксена образуют вроски в светло-зеленом. В ядрах единичных крупных деформированных зерен Пкс встречаются включения бурой Шп; содержание Cr_2O_3 в ней меньше, чем в Шп дунитов и не превышает 30%. В участках габброизации (с появлением Пл) крупный Пкс дезинтегрируется, давая небольшие округлые выделения, образующие петельчатый каркас, который в промежутках заполняется ксеноморфным Пл. В краях самого Пкс при этом образуются каймы зеленоватого минерала с сагитовой решеткой(?). Доля Пл в таких участках может достигать 15%. Там же кристаллизуется Шп с низким содержанием Cr_2O_3 (менее 10%).

IV. Мегакристаллы клинопироксена (авгита) размером до 4 см (табл. 1, ан. 6). Состав авгита тот же, что и в слоистом пироксените (см. табл. 2). В некоторых мегакристах макроскопически хорошо видно крупнополосчатое двойникование. При хорошо развитом габитусе кристалла для него характерно замещение микрозернистой роговиковоподобной массой с Ол (1–1.5%) и Пкс (3.5%) в ассоциации со стеклом, обычно замещенным хлоритом и карбонатами. По внутреннему краю мегакристалла наблюдается тонкая сыпь рудного минерала. В ассоциации с редким Ол встречается илдингсит и биотит. На некоторых участках мега-

криста происходит его замещение сравнительно железистым Ол (Fe_{87-84}).

Подобные замещения, правда в водосодержащем минерале (амфиболе), наблюдаются при экспериментальном плавлении амфиболитов вблизи солидуса при образовании из них андезитового расплава. Монокристаллы амфибола диссоциируют с образованием Пкс, Ол, Мт и капель расплава в соотношении $\sim 71 : 17 : 9.5 : 3$ [5]. В обоих названных случаях мы наблюдаем типичную реакцию базификации в условиях субсолидуса и начала образования магмы.

В ассоциации с названными гипербазитами встречены редкие включения габброидов (двух типов). Это габбро крупнозернистое, приблизительно с равным соотношением Пл и Кпс (табл. 1, ан. 7) и габбро амфиболовое с соотношением амфибола и плагиоклаза $\sim 2 : 1$ (табл. 1, ан. 8). В описываемой ассоциации включений доля габбро не превышает 20%. Следует отметить, что пироксен-плагиоклазовые габбро встречаются часто и без гипербазитов, а амфиболовые габбро являются для Курильской ОД вообще экзотической породой. В то же время на Камчатке амфиболовые габбро встречены совместно с габбро-алливалитами, с которыми имеют близкий химический состав (В.А. Ермаков в [2, 7]). Возможно, что в данном случае присутствие амфиболового габбро отражает магматизм локально обводненных участков коры Курильских островов.

Взаимодействие ксенолитов с вмещающим базальтовым расплавом весьма слабое. Оно выражается в некотором изменении оптических свойств Пкс в эндоконтактной зоне включения и в выпадении там же мелких изометричных кристаллов титаномагнетита. Подобные реакции отмечались ранее [9]. Видимо включения в процессе захвата и выноса подвергались закалке, а наблюдаемые преобразования являются метасоматическими и происходили в доагматическую стадию преобразования субстрата, предваряющую появление базальтового расплава [2, 9, 10].

Таким образом, охарактеризованный здесь набор включений (исключая габброиды) представляет собой результат серии последовательных преобразований первичных пород, имевших состав, близкий к верлитам. Ортопироксен встречен лишь в виде кристаллических фаз в расплавленных включениях клинопироксенов. Не исключено, что часть первичных пород соответствовала гарцбургитам, а ассоциация в целом относится к дунит-гарцбургитовой, типичной для фронтальных вулканов Восточной Камчатки [2, 7, 8]. Преобразование оливинов и шпинели (с уменьшением их магнезиальности и хромистости) и одновременная дезинтеграция клинопироксена происходили в условиях деформации, пластического течения при вероятном незначительном уча-

стии флюида. На этой стадии количество оливина сокращается. Последующий процесс выражался в полевошпатизации и образовании расплава; на этой стадии заметно уменьшается количество шпинели. Трудно объяснимым фактом остается при этом источник глинозема. Вероятнее всего, он мобилизуется из шпинели и пироксена. Поскольку расплав появляется из предварительно полевошпатизированной матрицы, его высокая глиноземистость обеспечивается именно этим этапом предварительного метасоматоза.

По изложенным данным можно заключить, что ультраосновная часть включений характеризует вещество верхней мантии, а габброиды, возможно, относятся к расположенным выше горизонтам коры. Ранее было показано [6], что породы габброидного состава при *PT*-условиях верхней мантии имеют низкие скорости продольных сейсмических волн и не могут обеспечить наблюдаемые скорости $V_p = 8.0-8.2$ км/с в верхней мантии. В работе [4] для оценки состава верхней мантии Курильской ОД использованы анализы амфиболитизированных и плагиоклазсодержащих клинопироксенитов, кристаллических сланцев, части алливалитов с высоким содержанием алюминия (14–21%), что вряд ли приемлемо. Лишь образцы плагиоклазовых верлитов, найденные на о. Шикотан, приближаются к названному условию высоких V_p . Эти породы при содержании $MgO \sim 30\%$ имеют высокие концентрации Ni, Co, Cr. В тыловой (западной) зоне Большой Курильской дуги к породам, слагающим верхнюю мантию, отнесена весьма разнородная группа гипербазитов, притом в некоторых случаях интенсивно переработанных (лерцолиты, гарцбургиты, дуниты, верлиты, оливиновые пироксениты [3]). Существенно, что вмещающие породы в этом случае представлены андезитами. Охарактеризованные здесь включения гипербазитов вынесены не андезитовой, а базальтовой магмой и являются, таким образом, наиболее представительными образцами верхней мантии Курильской дуги. В соответствии с наблюдаемым минеральным парагенезисом их можно отнести к фации шпинелевых перидотитов. Вмещающие базальты могут быть прямой выплавкой из этих пород. В отличие от этих условий, формирование высокоглиноземистых низкальциевых базальтов, типичных для ОД, связывается с эволюцией расплавов типа толеитового пикрита, ассимилированных глинистыми породами [1].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 00–05–64155 и 99–05–64178).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Эволюция щелочноземельных магм. М.: Наука, 1983. 96 с.

2. Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. 222 с.
3. *Вольнец О.Н., Авдейко Г.П., Цветков А.А. и др.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 3. С. 43–57.
4. *Говоров И.Н., Благодарева И.С.* В кн.: Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии. М.: Наука, 1984.
5. *Ермаков В.А., Соловьева Т.А., Геншафт Ю.С. и др.* Экспериментальные исследования в области глубинного петрогенезиса. М., 1976. С. 3–65.
6. *Ермаков В.А., Левыкин А.И., Злобин Т.К.* // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. № 10. С. 18–37.
7. *Ермаков В.А., Вольнец О.Н., Колосков А.В.* В кн.: Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 293–312.
8. *Колосков А.В.* Ультраосновные включения и вулканиты как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999.
9. Ксенолиты и гомогенные включения. М.: Наука, 1969.
10. *Кутыев Ф.Ш., Шаранов В.Н.* Петрогенезис под вулканами. М.: Недра, 1979. 197 с.