

УДК 551.21

Г. П. АВДЕЙКО, О. Н. ВОЛЫНЕЦ, А. Ю. АНТОНОВ

**ВУЛКАНИЗМ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ,  
СТРУКТУРНО - ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ  
И ПРОБЛЕМА МАГМООБРАЗОВАНИЯ**

Рассмотрены особенности пространственно-структурного размещения всех известных четвертичных вулканов Курильской островной дуги, из которых 105 — наземные и 81 — подводные вулканы. Вкrest вулканической дуги при общей ширине ее от 85 до 115 км выделены две вулканические зоны — фронтальная и тыловая с зоной ослабления вулканической активности между ними и зоной затухания вулканизма в тыловой части. Закономерные различия вещественного состава вулканических пород выделенных зон, включая петрохимические, геохимические, минералогические данные, характеристики отношений изотопов Sr и Nd в лавах и разный состав выносимых глубинных включений, позволили обосновать модель магмообразования с двумя зонами генерации магмы, обусловленными двумя уровнями отделения летучих от подвигающейся литосферной плиты.

KURIL ISLAND ARC VOLCANISM: STRUCTURAL AND PETROLOGICAL ASPECTS AND THE PROBLEM OF MAGMA GENERATION, by Avdeiko G. P.\*, Volynets O. N.\*, and Antonov A. Yu.\*\* This paper is an analysis of the features of spatial and structural distribution of all known Quaternary volcanoes of the Kuril island arc. Among these volcanoes are 105 terrestrial and 81 submarine volcanoes. Two volcanic zones, frontal and rear, have been distinguished across the volcanic arc 85—115 km wide. Volcanic activity wanes between these two zones and dies out in the rear part. Regular variations in the bulk composition of volcanic rocks from the distinguished zones including petrochemical, geochemical and mineralogical data. Sr and Nd isotope ratios in lavas and different composition of deep inclusions enabled us to develop a model of magma formation with two zones of magma generation which correspond to two levels of volatile separation from the subducted lithospheric plate.

(Received April 20, 1988)

\* *Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR;*

\*\* *A. P. Vinogradov Institute of Geochemistry, Irkutsk, 664033, USSR;*

В пределах Курильской островной дуги в последние годы проведены шесть рейсов НИС «Вулканолог», в которых выполнены комплексные геолого-геофизические исследования почти на всех подводных вулканах и горах одновременно с сопутствующими работами на наземных вулканах. Эти работы включали морфоструктурные исследования методами эхолотного промера, непрерывного сейсмического профилирования и магнитной съемки, драгирование, отбор и анализ проб вулканического материала, воды, и осадков на подводных вулканах, а также отбор проб лав на наземных вулканах для сопоставления с подводными вулканами. На материале этих исследований выполнено около 1100 полных силикатных анализов лав, более 1000 определений Rb, Li, Ba, Sr, V, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, около 650 определений Be, B, F, около 150 — U, Th, Nb, Ta, Zr, Hf, более 130 анализов РЗЭ. При анализе вещественного состава лав использовано около 2000 авторских микронзондовых определений состава минералов в лавах, 220 анализов изотопного состава стронция и 26 — неодима, часть из которых выполнена по материалам авторов.

Проведенные исследования позволили выявить структурно-пространственные особенности размещения всех четвертичных вулканов Курильской островной дуги и закономерности вариаций вещественного состава

слагающих их лав. Совместный анализ этих двух признаков для наземных и подводных вулканов послужил основой уточнения изложенной ранее [3, 5, 18] модели генезиса магм в недрах этой дуги. Подробный анализ петрогеохимических характеристик вулканических пород Курильской островной дуги приведен в специальных работах [4, 5, 7—9]. Здесь же кратко рассмотрены лишь данные, важные, на наш взгляд, для решения проблемы магмообразования.

### Структурно-пространственное размещение вулканов

На рис. 1 показано местоположение 81 подводного и 105 наземных вулканов, из которых 42 являются активными. Сведения об активности подводных вулканов отсутствуют. Большинство из них являются четвертичными, но есть и более древние постройки. Почти все вулканы группируются в цепочки, косо, под разными углами, ориентированные относительно общего простирания дуги. Иногда цепочки вулканов пересекаются, образуя как бы «косую сеть». Имеются цепочки, ориентированные субпараллельно и почти перпендикулярно простиранию дуги. По-видимому, местоположение цепочек вулканов контролируется зонами разрывных нарушений с растягивающими напряжениями без заметных смещений, так как на продолжении таких цепочек крупные разломы обычно не фиксируются ни в пределах Курильских островов [20], ни, судя по данным НСП, в прилегающих участках дна моря. Такие зоны растяжения в общем поле сжатия с ортогональной сетью разломов возникают в краевой части надвигаемой плиты в зоне субдукции. Наличие их в пределах Курильской дуги подтверждается сейсмологическими данными [21]. Аналогичная сеть разломов, но без вулканов выявлена, по данным НСП, на участке между глубоководным желобом и вулканическим фронтом (см. рис. 1).

Разломы, фиксируемые цепочками вулканов с охотоморской стороны островной дуги, очевидно, являются магмоподводящими. Отдельные вулканы, расстояние между которыми варьирует в пределах 3—7 км, скорее всего имеют общие близповерхностные магматические очаги. На гистограмме расстояний между вулканами они образуют первый пик (рис. 2). Второй пик может быть отражением более глубоких корневых связей вулканов, располагающихся на одном разломе. Расстояния между вулканами, расположенными на разных разломах, варьируют в значительной степени, но максимум их приходится на интервал 56—79 км.

Важным параметром структурной характеристики островной дуги является положение вулканического фронта относительно глубоководного желоба и сейсмофокальной зоны. Вулканический фронт, понимаемый как линия, соединяющая вулканы, наиболее близко расположенные к глубоководному желобу, состоит из двух почти прямолинейных участков с резким изгибом под углом 22—23° в районе пролива Буссоль (см. рис. 1). Островная дуга при этом делится на два участка: Северные и Южные Курилы. При рассмотрении особенностей распределения вулканов и их петрогеохимических характеристик следует выделять также непосредственно зону изгиба — Средние Курилы.

Основные структурные параметры Курильской вулканической дуги приведены в таблице. В пределах Северных Курил направление движения Тихоокеанской плиты [31] почти перпендикулярно линии вулканического фронта, и здесь можно говорить о прямом поддвиге Тихоокеанской плиты под Евразийскую, в то время как на Южных Курилах отмечается косой подвиг (см. рис. 1). Изгиб вулканического фронта коррелируется с изгибом изоглубин до сейсмофокальной зоны [22], но практически никак не проявлен в геометрии глубоководного желоба. Вместе с тем этот изгиб отражен в характере поля напряжений, определяемом по механизмам очагов землетрясений [21]. Изменение характе-

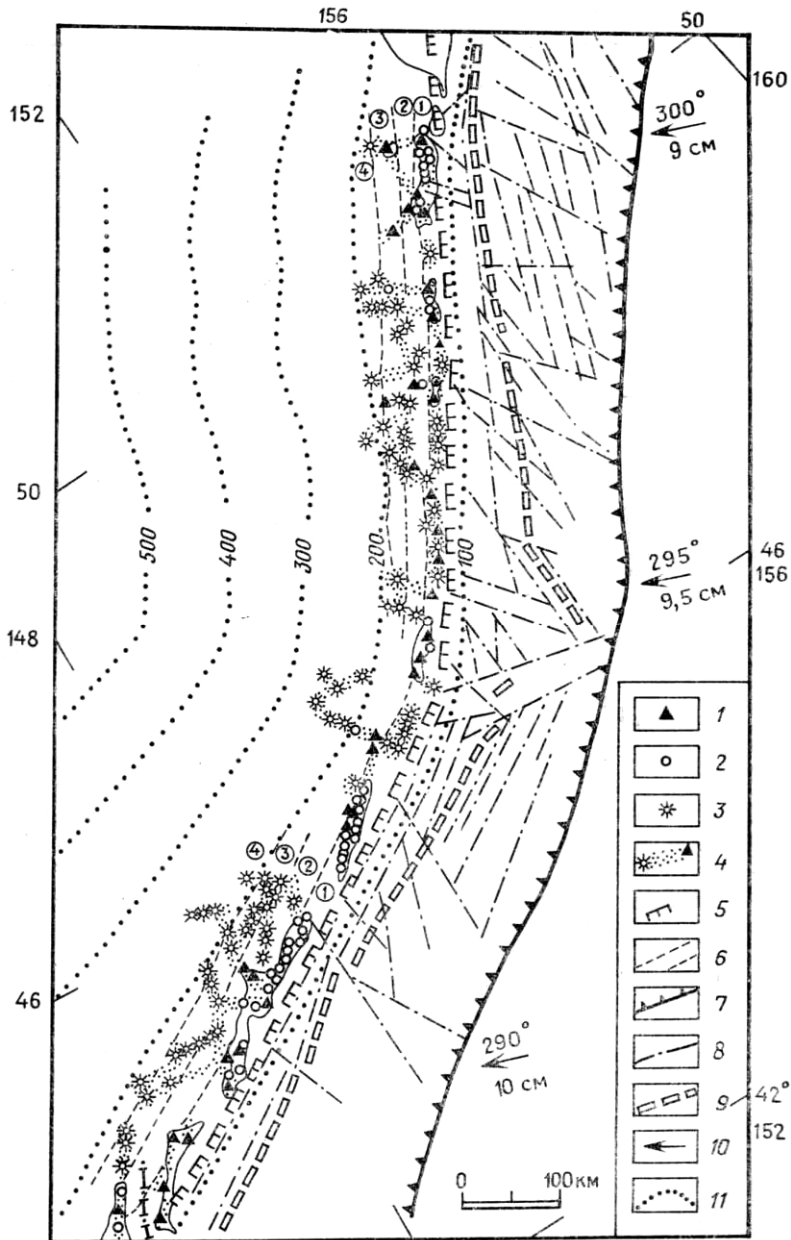


Рис. 1. Схема структурного положения вулканов Курильской островной дуги. 1, 2— активные (1) и потухшие (2) наземные вулканы; 3— подводные вулканы; 4 — цепочки вулканов и вулканические хребты; 5 — вулканический фронт; 6 — фронтальная и тыловая вулканические зоны (см. текст); 7 — ось глубоководного желоба; 8 — разломы, выделенные по данным НСП в рейсах НИС «Вулканолог»; 9 — ось фронтальной (невулканической) дуги; 10 — направление движения Тихоокеанской плиты (цифрами указано направление в градусах и скорость в см/год); 11 — изоглубины до сейсмофокальной плоскости. Цифрами в кружках обозначены: 1 — главная (фронтальная) вулканическая зона; 2 — зона ослабления вулканической активности; 3 — тыловая вулканическая зона; 4 — зона затухания вулканической активности в тылу островной дуги

### Некоторые параметры Курильской вулканической дуги

Район	$d_2$	$d_3$	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\sigma_4$	$V$	$M_1$	$M_2$
Северные Курилы	25	20	5,0	1,0	1,5	0,4	9	25—30	47
Средние Курилы	30—35	20—25	5,4	1,0	2,1	0,3	9,5	10	30
Южные Курилы							10	20—25	30—36

Район	$d_2$	$d_3$	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\sigma_4$	$V$	$M_1$	$M_2$
Северные Курилы	25	20	5,0	1,0	1,5	0,4	9	25—30	47
Средние Курилы	30—35	20—25	5,4	1,0	2,1	0,3	9,5	10	30
Южные Курилы							10	20—25	30—36

*Примечание.*  $L_1$  — кратчайшее расстояние от оси желоба до вулканического фронта;  $L_2$  — то же, по линии движения Тихоокеанской плиты;  $H_1$  и  $H_2$  — глубина до сейсмофокальной плоскости под вулканическим фронтом и под фронтом второй (тыловой) вулканической зоны соответственно по данным [1, 19];  $\alpha$  — угол между направлением подвига и вулканическим фронтом;  $\beta$  — угол наклона сейсмофокальной плоскости [19];  $D$  — общая ширина вулканической дуги;  $d_1$  и  $d_3$  — ширина главной (фронтальной) и второй (тыловой) вулканических зон соответственно;  $d_2$  — ширина зоны ослабления вулканической активности между фронтальной и тыловой вулканическими зонами;  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3, \sigma_4$  — плотность вулканов вулканических зон 1—4 соответственно на рис. 1;  $V$  — скорость подвига [31];  $M_1$  и  $M_2$  — мощность коры по [20] и по [6] соответственно.

ра напряжений отражено в особенностях распределения цепочек вулканов.

В распределении вулканов вкост дуги также намечаются интересные закономерности. Гистограммы количества вулканов на единицу площади (площадная плотность вулканов) относительно расстояния от вулканического фронта, построенные отдельно для Северных и Южных Курил, являются бимодальными (рис. 3). Главный пик приходится на фронтальную зону, ширина которой меняется от 15 км — на Северных до 20 км — на Южных Курилах. Здесь сосредоточено более 55% всех наземных и подводных вулканов. Второй пик характеризует зону уси-

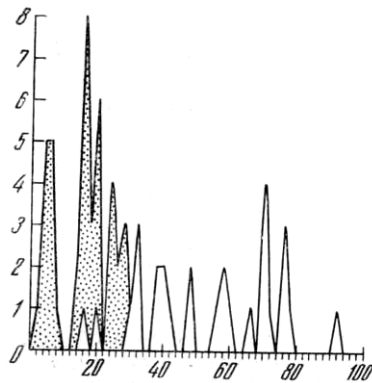


Рис. 2

Рис. 2. Гистограмма расстояний между соседними вулканами. Крапом показано расстояние между ближайшими вулканами в пределах одной цепочки вулканов (на одном разломе)

Рис. 3. Гистограмма плотности вулканов на единицу площади ( $\sigma$ ) вкост Курильской островной дуги относительно расстояния от вулканического фронта (В). Цифры в кружках — зоны, показанные на рис. 1

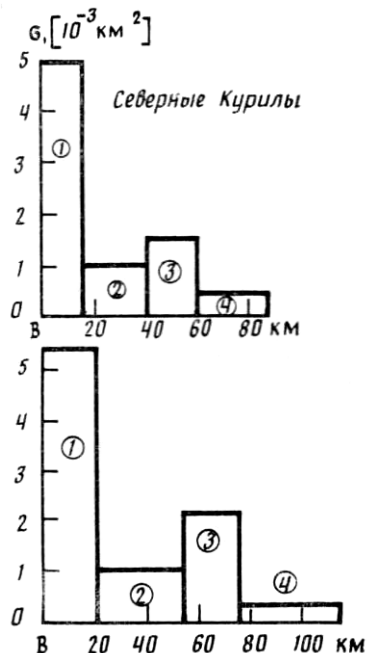


Рис. 3

ления вулканической активности в тылу островной дуги в полосе 40—60 км от вулканического фронта на Северных и 55—75 км на Южных Курилах. В этой зоне расположено 20—25% всех вулканов. Причем, если на фронте дуги большинство вулканов (87%) наземные, то основной вклад во второй пик вносят подводные вулканы — 81%. И только совместное рассмотрение наземных и подводных вулканов может дать правильную картину пространственного распределения вулканов относительно системы дуга — желоб и других особенностей проявления вулканизма.

Таким образом, в пределах Курильской островной дуги намечается поперечная зональность в пространственном распределении вулканов. По направлению от вулканического фронта к тыловой части дуги выделяются (см. рис. 1): 1 — главная (фронтальная) вулканическая зона с плотностью 5—5,4 вулканов на тыс. км<sup>2</sup>; 2 — зона ослабления вулканической активности с плотностью около 1; 3 — вторая (тыловая) вулканическая зона с плотностью 1,5—2,1; 4 — зона затухания вулканической активности с плотностью 0,3—0,4. Ширина вулканической дуги и отдельных ее зон обратно коррелируется с углом наклона сейсмофокальной плоскости: на Северных Курилах угол круче, а ширина всех зон меньше по сравнению с Южными Курилами. При этом перепад глубин до сейсмофокальной плоскости между вулканическим фронтом и началом (фронтом) второй вулканической зоны на Северных и Южных Курилах примерно одинаков и составляет около 50 км, хотя абсолютные отметки глубин до сейсмофокальной плоскости под однотипными вулканическими зонами на Северных Курилах несколько больше, чем на Южных (см. табл.).

Наличие двух вулканических зон с ослаблением активности между ними наводит на мысль о проявлении в пределах Курильской дуги двух областей генерации магмы, связанных с разноглубинными участками сейсмофокальной плоскости.

### **Петрогеохимическая характеристика вулканических пород**

Для Курильской островной дуги хорошо известна поперечная петрохимическая зональность [11, 14, 16, 17]. В последние годы получены данные по зональному распределению вкрест дуги ряда редких и рассеянных элементов [2, 4, 5, 7], отношениям изотопов стронция и неодима [5, 8], характеру распределения включений в лавах и минеральному составу лав [5, 12]. При совместном рассмотрении наземных и подводных вулканов видно, что по направлению от фронта дуги к ее тыловой зоне в вулканических породах увеличиваются концентрации K, Rb, Ba, Sr, F, Be, La, Ce, Nb, Zr, U, Th, Mg, Ni, Cr и уменьшаются — Fe, V, а также величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  отношений.

На диаграмме нормированного распределения некоторых редких и рассеянных элементов в базальтах Курильской островной дуги относительно неистощенной мантии [34] видно, что даже максимальные значения содержащий Rb, Ba, Th, U, K, Nb, La, Ce, Sr, P и Zr во фронтальной зоне меньше или примерно равны минимальным содержаниям этих элементов в тыловой зоне (рис. 4). Сходная картина в распределении перечисленных элементов отмечается также для андезитобазальтов и андезитов. Таким образом, геохимические характеристики лав фронтальной и тыловой зон резко различаются.

Важно подчеркнуть, что, несмотря на общий повышенный уровень концентраций перечисленных гигромагматофильных редких элементов, базальты тыловой зоны сохраняют все особенности распределения, присущие таковым фронтальной зоны Курил и других островных дуг. По

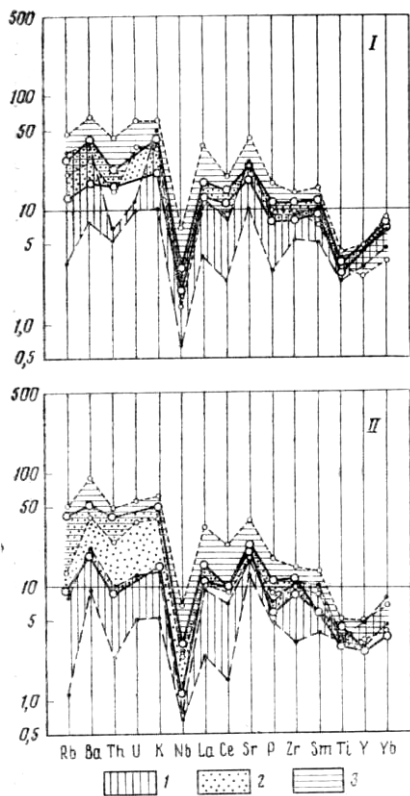


Рис. 4

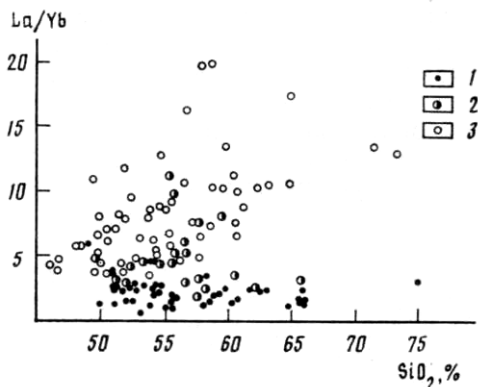


Рис. 5

Рис. 4. Диаграмма нормированного распределения гигромафильных редких элементов относительно неистощенной мантии [34] в базальтах вулканов Курильской островной дуги. I — Северные Курилы, II — Южные Курилы; 1 — фронтальная зона (зона 1 на рис. 1 и 3); 2 — промежуточная зона (зона 2 на рис. 1 и 3); 3 — тыловая зона (зоны 3 и 4 на рис. 1 и 3). Заштрихованы поля между минимальными и максимальными концентрациями элементов соответствующих зон

Рис. 5. Диаграмма La/Yb—SiO<sub>2</sub> для лав наземных и подводных вулканов Курильской дуги. Вулканы: 1 — фронтальной зоны; 2 — промежуточной зоны; 3 — тыловой зоны

облику кривых распределения, главными особенностями которых являются заметный наклон слева направо при наличии резкого Nb-минимума и Sr-максимума, базальты тыловой зоны Курильской дуги остаются типично островодужными образованиями [27, 10]. Таким образом, вулканизм тыловой зоны Курил вряд ли следует относить к типу задугового спрединга, так как последний по геохимическим характеристикам занимает промежуточное положение между островодужным вулканизмом и вулканизмом срединно-океанических хребтов.

Различие в составе лав фронтальной и тыловой зон отчетливо проявляется также по соотношению величины La/Yb-отношения с SiO<sub>2</sub> (рис. 5). Субгоризонтальный («толеитовый») тренд распределения La/Yb-отношений в лавах фронтальной зоны сменяется наклонным («известково-щелочным») в тыловой зоне. Характерно, что лавы промежуточной зоны ведут себя двояко: одни аналогичны лавам фронтальной, другие — тыловой зон (см. рис. 5). Такой характер поперечной зональности La/Yb-отношений также свидетельствует в пользу двух областей генерации магмы — «фронтальной» и «тыловой», при этом в промежуточной зоне проявлены как «фронтальный», так и «тыловой» типы магмы.

Интересны данные по пространственному распределению <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr-отношений в лавах наземных и подводных вулканов Курильской ОД (рис. 6), здесь отчетливо проявлена и поперечная и продольная зональность как по средним, так и по минимальным значениям этих отношений. Поперечная зональность выражается в том, что низкие отношения изотопов Sr характерны для тыловой зоны, более высокие — для фронтальной, а продольная — в том, что минимальные значения этих же отношений как в фронтальной, так и в тыловой зонах приурочены к

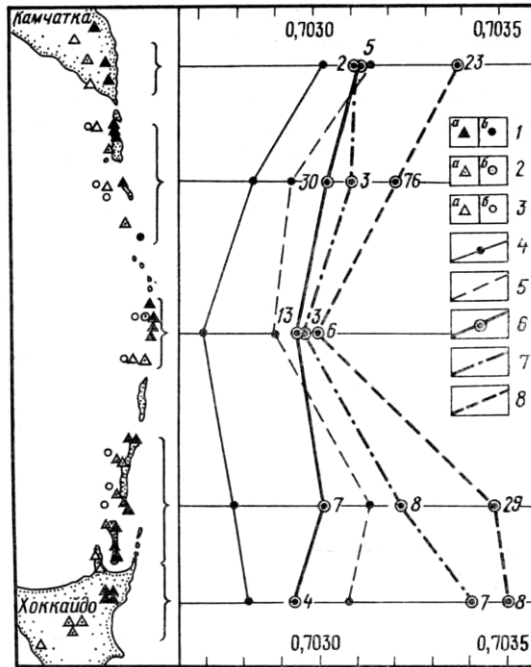


Рис. 6. Пространственное распределение средних и минимальных значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  — отношений в лавах вулканов Курильской дуги по данным [8, 24]. 1—3 — наземные (а) и подводные (б) вулканы фронтальной (1), промежуточной (2) и тыловой (3) зон; 4, 5 — минимальные значения отношения изотопов стронция в лавах вулканов фронтальной (4) и тыловой (5) зон; 6—8 — средние значения отношения изотопов стронция в лавах вулканов фронтальной (6), промежуточной (7) и тыловой (8) зон. Цифры у точек означают число анализов для подсчета средних значений

Средним Курилам и повышаются к северо-восточному и юго-западному флангам дуги. Поперечная зональность проявляется и при совместном рассмотрении изотопных отношений стронция и неодима [5]. При этом лавы вулканов тыловой зоны попадают в поле мантийной корреляции, а фронтальной — отклоняются от нее в сторону повышенных значений отношения изотопов Sr и Nd.

Наблюдаются также резкие различия в ассоциациях и составах минералов вкрапленников и микролитов фронтальной и тыловой зон дуги [5, 9]. Для средних и кислых лав фронтальной зоны дуги характерны дупироксеновые ассоциации вкрапленников, а для таких же пород тыловой зоны — амфибол- и биотитсодержащие ассоциации, причем амфибол и слюда встречаются здесь даже в некоторых базальтах и андезитобазальтах. Биотитсодержащие ассоциации минералов встречаются только в лавах тыловой зоны. Вкрапленники плагиоклаза в лавах тыловой зоны в целом менее кальциевые и содержат больше K, Ba, Sr и меньше Fe по сравнению с таковыми фронтальной зоны. Имеются также различия в составе оливинов, пироксенов и других минералов. Оливины и ортопироксены лав тыловой зоны более магниезиальны, чем лав фронтальной зоны, причем оливины характеризуются также более высоким уровнем содержания Mn и Ca. Клинопироксены лав тыловой зоны в целом более кальциевые, менее железистые и содержат больше Ti, Al, а в базальтах и Сг, чем клинопироксены лав тыловой зоны. В целом эволюция пироксенов в лавах фронтальной зоны идет в сторону образования субкальциевых авгитов и пижонитов при одновременном увеличении их железистости (толеитовый тренд), тогда как в лавах тыловой зоны

составы пироксенов вкрапленников и микролитов слабо меняются по кальциевости и железистости (известково-щелочной тренд).

Отмеченные отличия в ассоциациях и составах минералов фронтальной и тыловой зон дуги связаны как с неодинаковыми составами расплавов, так и с разными термодинамическими условиями их кристаллизации. Так, наличие водосодержащих парагенезисов темноцветных минералов в лавах тыловой зоны и преимущественно двупироксеновых — в лавах фронтальной зоны при сходных температурах кристаллизации вкрапленников указывает на неодинаковое содержание  $H_2O$ , заметно более высокое в лавах тыловой зоны. Различаются лавы фронтальной и тыловой зон и по летучести кислорода, более высокой для последних. Об этом свидетельствуют как прямые определения значений  $PO_2$  в лавах по магнетит-ильменитовому геотермометру (разница составляет 1,0—1,5 lgfo<sub>2</sub>), так и характер трендов эволюции пироксенов [5, 9].

Различия в характере магм фронтальной и тыловой зон подчеркиваются составом выносимых ими включений. В вулканитах фронтальной зоны почти отсутствуют включения ультраосновного состава, тогда как в тыловой зоне они встречаются довольно часто. Так, например, в наиболее представительной коллекции включений, собранной нами на вулкане Чиринкотан, соотношение габброидов, метаморфических пород и гипербазитов 10: 1 : 1. При этом среди ультраосновных включений в лавах фронтальной зоны обнаружены лишь плагиоклазовые пироксениты и горнблендиты, тогда как в лавах тыловой зоны в составе включений встречаются лерцолиты (преобладают), гарцбургиты, верлиты, оливинные пироксениты. Гранитоидные включения, наоборот, встречаются практически только во фронтальной зоне. Среди включений габброидов и метаморфических пород в вулканитах фронтальной зоны развиты почти исключительно разновидности с безводными парагенезисами темноцветных минералов, а в тыловой зоне, как правило,— амфибол- и биотит-содержащие ассоциации.

### Модель магмообразования

Итак, петрохимические, геохимические, изотопные и минералогические характеристики вулканитов фронтальной и тыловой зон дуги и данные по содержащимся в них включениям либо подтверждают, либо, по крайней мере, не противоречат гипотезе о двух зонах генерации магмы, высказанной на основании количественного распределения вулканов вкрест Курильской островной дуги [3]. Генерация магмы, судя по петрогеохимическим, минералогическим и изотопным данным для наземных и подводных вулканов Курил и по составу содержащихся в их лавах глубинных включений, происходит в пределах мантийного клина над сейсмофокальной плоскостью под воздействием летучих, отделяющихся от поддвигаемой пластины Тихоокеанской плиты. Роль летучих в магмообразовании под Курило-Камчатской островодужной системой впервые была обоснована Э. И. Пополитовым и одним из авторов [18]. Предлагаемая модель, показанная на рис. 7, является развитием этих представлений. Она учитывает образование двух областей генерации магмы, которые, по-видимому, обусловлены двумя разноточными уровнями отделения летучих компонентов от поддвигаемой плиты.

В начальную стадию погружения океанической плиты в зону субдукции должно происходить отделение гигроскопичной воды, содержащейся в межзерновых пространствах осадков, а также в порах и трещинах магматических пород 2-го и 3-го слоев океанической коры и, возможно, верхней мантии. Основная масса такой воды выделяется при температуре до 105° С, т. е. на глубинах до 30 — 50 км (см. рис. 7). Так как глубина до сейсмофокальной зоны под вулканическим фронтом не менее 100 км, то вряд ли этот уровень отделения воды может быть непосредственно



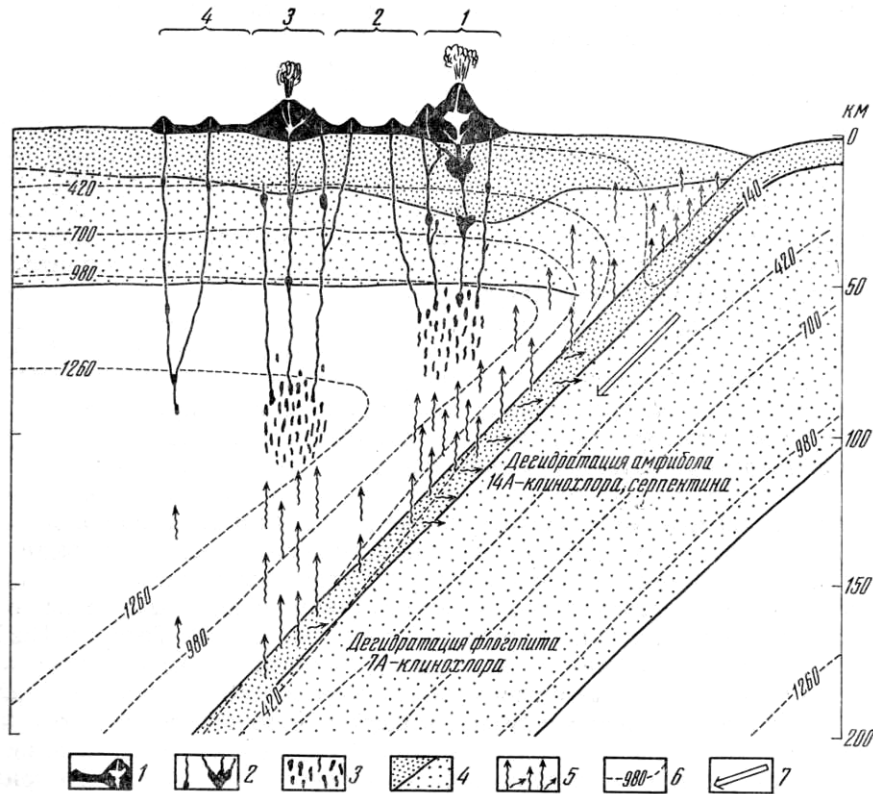


Рис. 7. Предполагаемая модель маглообразования под Курильской островной дугой. 1 — вулканические зоны (цифры над фигурными скобками обозначают вулканические зоны, показанные на рис. 1 и 3); 2 — подводные каналы и промежуточные очаги магмы; 3 — очаги генерации магмы; 4 — литосфера по [28] с нижней границей коры под Южными Курилами по [13]; 5 — направление миграции летучих, отделяющихся от поддвигаемой литосферы; 6 — геоизотермы по [28]; 7 — направление подвига Тихоокеанской плиты

связан с очагами маглообразования. Вместе с тем часть этой воды идет на метаморфизацию пород с образованием вторичных водосодержащих минералов — хлоритов, эпидотов, амфиболов и гидрослюд, т. е. остается в пределах поддвигаемой океанической плиты.

Следующий уровень отделения летучих обусловлен, по-видимому, дегидратацией водосодержащих минералов, в основном цеолитов и глинистых минералов. Цеолиты составляют основу бескарбонатного вещества медленно накапливающихся глубоководных осадков и являются также продуктами низкотемпературных вторичных изменений вулканических пород. Дегидратация их при атмосферном давлении происходит в несколько этапов в интервале от 200 до 700° С, полная дегидратация — иногда до 1000° С [23]. Большинство глинистых минералов также дегидратируется в этом же интервале температур [23]. Естественно, что температурные пределы устойчивости цеолитов, глинистых и других водосодержащих минералов в условиях высокого давления будут отличаться от тех, которые получены экспериментальным путем при атмосферном давлении. Тем не менее широкий температурный интервал дегидратации цеолитов, смектитов, эпидотов и других водосодержащих минералов позволяет предположить, что хотя бы часть из них дегидратируется под вулканическим фронтом, поставляя летучие, снижающие температуру плавления в пределах мантийного клина. Часть летучих, очевидно, идет

на формирование водосодержащих минеральных фаз, устойчивых при более высоких *PT*-условиях.

Необходимо подчеркнуть, что в пограничной области между погружающейся океанической плитой и вышележащим мантийным клином существует температурная инверсия (см. рис. 7), которая затрудняет миграцию флюида в пределы последнего. При этом флюид частично может мигрировать также вниз, в пределы верхней мантии поддвигающейся плиты, т. е. в сторону меньшей его концентрации и меньшей температуры, метаморфизуя породы 2-го и 3-го слоев океанической коры и верхней части мантии с образованием более устойчивых хлоритов, амфиболов, серпентина, гидрослюд.

Судя по расчетам реакций дегидратации в системе  $K_2O - Na_2O - MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  при погружении литосферной плиты [25] и учитывая температурную модель С. Хонды и С. Уеды [28] применительно к Курильской зоне субдукции, можно предположить, что оба уровня отделения летучих на вулканическом фронте и в тылу островной дуги обусловлены дегидратацией разных модификаций хлорита, а также гидрослюд и серпентина. Дополнительным источником воды на фронте может служить также дегидратация амфиболов. Углекислый газ, водород и другие летучие компоненты высвобождаются при разложении карбонатов осадков и других минеральных фаз.

Возможно существует и другой механизм, с которым связаны два уровня отделения летучих. Например, как полагает И. Татсуми [32], во фронтальной зоне может происходить дегидратация амфибола, а в тыловой—дегидратация флогопита из нижней части мантийного клина (а не из поддвигающейся плиты), вещество которого вовлечено в навешенное конвективное движение за счет погружения. Дегидратация амфибола при этом должна происходить на глубине  $\sim 100$  км, что примерно соответствует глубине подошвы мантийного клина под вулканическим фронтом, флогопита — на глубине  $\sim 190$  км, что несколько больше расстояния до подошвы мантийного клина (см. рис. 7). Для более обоснованного рассмотрения условий отделения летучих, их состава и влияния на генерацию магм под островными дугами требуются дополнительные эксперименты и математическое моделирование процесса. Здесь же мы хотим подчеркнуть идею существования двух зон генерации магмы — фронтальной и тыловой, обусловленных двумя уровнями отделения летучих на разных глубинах до сейсмофокальной зоны. Глубины до сейсмофокальной зоны, т. е. до кровли поддвигающейся литосферной плиты под вулканическим фронтом и тыловой вулканической зоной, могут варьировать в зависимости от ряда условий, влияющих на температуру, давление и состав летучих. В этой связи следует подчеркнуть, что при больших углах наклона на участке Северных Курил глубина до сейсмофокальной зоны под вулканическим фронтом на 10—20 км ниже, чем на Южных Курилах. Примерно такая же разница глубин (10—30 км) сохраняется и под второй (тыловой) вулканической зоной (см. табл.). Это, по-видимому, обусловлено тем, что при меньших углах наклона сейсмофокальной плоскости и при косом поддвиге на Южных Курилах температура кровли литосферной плиты и подошвы мантийного клина выше, чем на Северных Курилах за счет трения при большей относительной скорости и более длительном пути взаимодействия поддвигаемой и надвигаемой плит.

В предлагаемой модели разница в составе лав фронтальной и тыловой зон дуги определяется совокупным воздействием ряда факторов, главными из которых являются количество и состав флюидов, участвующих в плавлении, состав плавящегося субстрата и степень частичного плавления. Для того чтобы достаточно надежно оценить влияние одного из них, надо, по возможности, исключить влияние других, что удастся

далеко не всегда. Этим и обусловлена некоторая неопределенность выводов.

Если исходить из рассмотренной выше схемы дегидратации, то количество флюидов, отделяющихся от подвигаемой литосферной плиты, на фронте дуги должно быть больше, а состав их ближе к составу морской воды, чем в тыловой зоне. Это обстоятельство, по-видимому, обуславливает разницу в изотопном составе стронция и неодима в лавах фронтальной и тыловой зон дуги. Судя по повышенным концентрациям Rb и более высоким Rb/Sr-отношениям, в лавах тыловой зоны дуги следовало бы ожидать положительную корреляцию величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношения с глубиной до сейсмофокальной зоны. На деле же наблюдается противоположная картина [8]. Если признавать, что лавы наследуют изотопные метки исходного источника, то наличие такого феномена может быть связано с тем, что обогащение магмогенерирующего субстрата рубидием имеет молодой возраст и частично увязывается с приходом этого элемента в область генерации магмы потоком флюидов.

Геохимическая нагрузка флюидов определяется, по-видимому, длительностью их взаимодействия с веществом мантии, из которой флюиды экстрагируют некогерентные редкие элементы, в первую очередь элементы с большими ионными радиусами [33]. Как видно на рис. 7, длина пути, пройденного флюидами до области плавления, в тыловой зоне больше, и соответственно содержание некогерентных редких элементов во флюиде, участвующем в плавлении, выше, чем во фронтальной зоне. Кроме того, флюид тыловой зоны более длительное время взаимодействует с веществом коры и верхней мантии подвигающейся плиты при более высоких температуре и давлении, что еще больше увеличивает его нагрузку некогерентными редкими элементами. Роль флюидов в этом процессе подтверждается еще и увеличением отношений элементов с большими ионными радиусами к меньшим, например Rb/Sr, Rb/K, La/Yb и др.

Более высокие содержания K и литофильных редких элементов, в том числе легких PЗЭ, Nb, Zr в лавах тыловой зоны можно было бы объяснить и меньшей степенью плавления субстрата, однако этому противоречит наличие повышенных концентраций в лавах тыловой зоны таких тугоплавких элементов как Ni и Cr и более низкое FeO/MgO-отношение при отсутствии значимых различий в содержаниях Al и Ca. Не согласуется с таким объяснением и доказываемое И. В. Мелекесцевым [15] положение о более высокой интенсивности вулканизма в тыловой зоне Курильской дуги по сравнению с фронтальной. Правда, на соседнем отрезке Японской дуги интенсивность вулканизма на фронте дуги выше, чем в тыловой ее части [30].

Согласно предложенной модели (см. рис. 7), глубина очагов магмообразования под тыловой зоной дуги несколько большая, чем под фронтальной, и они располагаются в области более высоких температур. С другой стороны, данные о минеральном составе лав и включений свидетельствуют о большей обводненности расплавов тыловой зоны, чем фронтальной, и следовательно о том, что выплавление магматических жидкостей шло здесь при большем парциальном давлении флюида, что снижало температуру начала этого процесса. Оба эти обстоятельства могут также быть ответственными за повышенную концентрацию Ni и Cr в лавах, обуславливая более высокую (а не низкую!) степень плавления в очагах под тыловой зоной дуги. Обогащение расплавов литофильными элементами, как уже подчеркивалось, связано с ролью флюидной фазы.

Возможно, однако, что на наблюдающиеся геохимические особенности лав кроме влияния флюидов фазы и степени плавления оказывает и состав магмогенерирующего субстрата [5, 19], несколько различающийся под разными зонами дуги. Под фронтальной зоной дуги субстрат

более переработан в сторону габброизации за счет воздействия тех же флюидов, чем субстрат под тыловой зоной. На это прямо указывает состав глубинных включений, выносимый магматическими расплавами в разных зонах дуги. Соответственно более габброизованный субстрат менее меланократовый и имеет более низкие концентрации Ni, Cr, Mg.

Другие причины различий геохимической специализации лав фронтальной и тыловой зон, такие, например, как мощность и состав коры, играют, по-видимому, подчиненную роль. Более подробно они рассмотрены нами ранее [4, 5, 8].

Предложенная модель объясняет рассмотренные данные по структурно-пространственному размещению вулканов, а также данные по петрохимической, геохимической, минералогической, изотопной зональности и зональному распределению включений в лавах. Вместе с тем не находит пока удовлетворительного объяснения тот факт, что во фронтальной зоне, где флюидов в очагах магмообразования должно быть больше, наблюдаются безводные ассоциации минералов в лавах и включениях, а в тыловой зоне — амфибол и биотитсодержащие ассоциации. Возможно, это связано с тем, что родоначальные магмы островодужных базальтов формируются при повышенных давлениях воды, но осушаются в приповерхностных магматических очагах [19]. В связи с тем, что последние более характерны для фронтальных зон дуг [30], вероятность осушения магм в этих зонах более высокая. Возможно также, что отличия в минеральных ассоциациях разных зон объясняются различием не количества, а качественного состава флюидной фазы [19].

В заключение следует подчеркнуть, что принципиальные систематические различия в составе вулканических пород фронтальной и тыловой зон островных дуг [17, 26, 29, 30] и намечающийся бимодальный характер плотности вулканических центров и объема вулканических пород не только для Курил, но также для Японии [30] и других островных дуг свидетельствуют о том, что наличие двух областей повышенной генерации магмы, соответственно под фронтальной и тыловой зонами носит, по-видимому, общий для островных дуг характер. Это обстоятельство следует учитывать при разработке моделей петрогенезиса островодужных серий вулканических пород.

Авторы благодарят участников 11, 15, 17, 24 и 25-го рейсов НИС «Вулканолог» за помощь в получении и систематизации материалов, использованных в настоящей статье.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдурахманов А. И., Ким Чун Ун, Пискунов В. Н., Федорченко В. И. Соотношение содержания окиси калия и некоторых других литофильных элементов в лавах вулканов Курильских островов с глубиной до сейсмофокальной зоны // Древние сейсмофокальные зоны. Владивосток, 1981. С. 55—77.
2. Абдурахманов А. И., Родионова Р. И., Федорченко В. И. Геохимическая зональность четвертичных вулканитов Курильской островной дуги и некоторые вопросы их петрологии // Океанический магматизм. Эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. С. 169—184.
3. Авдейко Г. П. Закономерные распределения вулканов Курильской островной дуги: к проблеме генезиса магм // ДАН. 1989, Т. 304. № 5, С. 1196—1200.
4. Авдейко Г. П., Антонов А. Ю., Вольнец О. Н. и др. Геохимическая зональность четвертичных лав Курильской островной дуги // ДАН СССР. 1985. Т. 282. №4. С. 958—961.
5. Авдейко Г. П., Антонов А. Ю., Вольнец О. Н. и др. Вариации вещественного состава и изотопных отношений стронция и неодима в четвертичных лавах Курильской островной дуги и их петрогенетическое значение // Океанический магматизм. Эволюция, геологическая корреляция. М: Наука, 1986. С. 153—169.
6. Аносов Г. И., Ареитов В. В., Петрова А. В. и др. Земная кора Курило-Камчатского вулканического пояса и некоторые вопросы ее эволюции // Вулканизм и связанные с ним процессы. Выпуск 1. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии, 1985. С. 129—131.

7. Антонов А. Ю., Вольнец О. Н., Авдейко Г. П. и др. Редкоземельные элементы в четвертичных вулканических образованиях Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука, 1987. С. 36—55.
8. Вольнец О. Н., Авдейко Г. П., Виноградов В. И., Григорьев В. С. Sr-изотопная зональность в четвертичных лавах Курильской островной дуги // Тихоокеанская геология. 1988. № 1. С. 19—27.
9. Вольнец О. Н., Авдейко Г. П., Цветков А. А. и др. Минералогическая зональность четвертичных лав Курильской островной дуги — ассоциации минералов, вариации состава, условия кристаллизации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989.
10. Вольнец О. Н., Антипин В. С., Аношин Г. Н., Перелов А. Б. Геохимические типы вулканических серий островодужной системы Камчатки // Геохимическая типизация магматических пород и их геодинамика. Иркутск: Институт геохимии. 1987. С. 34—55.
11. Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976. 287 с.
12. Ермаков В. А., Вольнец О. Н., Колосков А. В. Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги и их значение для понимания петрогенезиса // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 293—312.
13. Злобин Т. К. Строение литосферы и глубинные структуры Больших и Малых Курил // ДАН СССР. 1986. Т. 289. № 6. С. 1454—1457.
14. Мархинин Е. К., Стратула Д. С. Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 11—16.
15. Мелекисев И. В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 204 с.
16. Пискунов Б. Н. Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии (на примере островов Уруп и Симушир). Новосибирск: Наука, 1975. 187 с.
17. Пискунов Б. Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 237 с.
18. Пополитов Э. И., Вольнец О. Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука. 1981. 182 с.
19. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.
20. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 234 с.
21. Симбирева И. Г., Федотов С. А., Феофилактов В. Д. Неоднородности поля напряжений Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным // Геология и геофизика. 1976. № 1. С. 70—85.
22. Тараканов Р. З. О возможной роли сейсмофокальных зон в формировании и развитии структур островной дуги // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987.
23. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.
24. Bailey L. C., Larsen O., Frolova T. I. Strontium isotope in Lower Tertiary-Quaternary volcanic rocks from the Kurile island arc // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 155—165.
25. Delany J. M., Helgeson H. C. Calculation of the thermodynamic consequences of dehydration of subduction oceanic crust to 100 kbar and 800° C // Am. J. Sci. 1978. V. 278. No. 5. P. 638—686.
26. Gill J. B. Orogenic andesites and plate tectonics // Berlin Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1981. 396 P.
27. Holm P. E. The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hydromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites // Chem. Geol. 1985. V. 51. No. 3/4. P. 303—323.
28. Honda S., Uyeda S. Thermal process in subduction zones — a review and preliminary approach on the origin of arc volcanism // Arc volcanism: physics and tectonics. Tokyo: TERRAPUB, 1983. P. 117—140.
29. Kuno H. Origin of Cenozoic provinces of Japan and surrounding areas // Bull. volc. 1959. Ser. 11. V. 20. P. 37—76.
30. Kushiro I. On the lateral variations in chemical composition and volume of Quaternary volcanic rocks across Japanese Arcs // Arc volcanism / Aramaki S. and Kushiro. J. Volcanol. Geotherm. Res. 1983. V. 18. No. 1—4. P. 435—447.
31. Minster J. B., Jordan T. H. Present-day plate motions // Geophys. Res. 1978. B. 11.
32. Tatsumi Y. Role of induced convection and mantle diapir in generation of subduction zone magmas // Bull. Volcanol. Soc. Japan. 1986. V. 31. No. 1. P. 39—44.
33. Tatsumi Y., Hamilton D. L., Nesbitt R. W. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1986. V. 29. No. 1—4. P. 293—309.
34. Wood D. A. A variably veined suboceanic upper mantle — Genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence // Geology. 1979. V. 7. P. 499—503.

Институт вулканологии  
ДВО АН СССР

Институт геохимии им. А. П. Виноградова,  
Иркутск

Поступила в редакцию  
20. IV. 1988