

4. ПРИРОДА ЗОНАЛЬНОСТИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ И ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА МАГМ

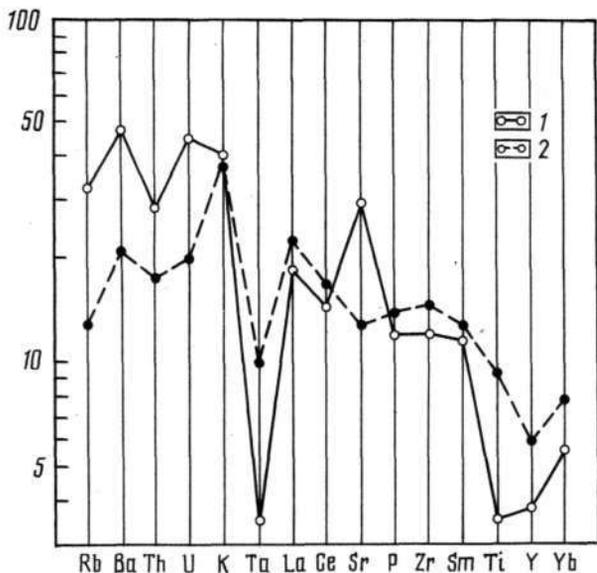
4.1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Приведенные и обсужденные в предыдущих главах работы данные однозначно свидетельствуют о наличии в пределах Курильской островной дуги поперечной зональности, проявленной на всех уровнях: морфоструктурно-тектоническом, минеральном, геохимическом, изотопном, распределения и состава включений. При этом чрезвычайно важно подчеркнуть, что эта зональность исключительно ярко проявляется на расстоянии первых десятков километров вкост простирания дуги, а в направлении с севера на юг на расстоянии сотен и тысяч километров выражена значительно слабее.

Даже при беглом анализе изложенного в первых главах этой работы материала обращает на себя внимание тот факт, что подводные вулканы тыловой зоны Курильской дуги расположены на восточном склоне или даже на дне глубоководной впадины Охотского моря (Курильская котловина). Поскольку считается (51), что ее происхождение определяется разрывом и растяжением континентальной коры, заманчиво было бы связать с процессом задутового спрединга и генезис вулканитов тыловой зоны Курильской островной дуги, тем более что величины Sr-изотопных отношений в лавах тыловой зоны Курил и базальтах окраинных морей спредингового типа идентичны, составляя в обоих случаях в среднем 0,7030 (35,62, 164). Однако целый ряд геохимических данных не согласуется с этим предположением.

Во-первых, лавы, связанные с задутовым спредингом, обычно отвечают по составу базальтам, тогда как в тыловой зоне Курил присутствуют породы широкого петрографического спектра - от базальтов до риодацитов, причем в пределах Южно-Курильского блока, где котловина окраинного моря выражена наиболее ярко, кислые породы распространены наиболее широко. Кроме того, среди базальтов тыловой зоны Курил совсем не встречаются низкокальциевые толеитовые разновидности - наиболее характерный тип пород для окраинных морей спредингового типа.

Во-вторых, высококальциевые субщелочные и нормальные по щелочности базальты тыловой зоны Курил сильно отличаются от субщелочных базальтов окраинных морей спредингового типа по геохимическим особенностям: резко пониженными концентрациями Ti, в среднем пониженными содержаниями Mg, Ni, Cr, Fe, Na, легких РЗЭ, Ta, Nb, Zr, Y, Yb, пониженными значениями отношений Na_2O/K_2O и повышенными - Ba/La, La/Ta, La/Nb и повышенными концентрациями Al, K, Rb, Ba, Sr, U, Th (табл.8), (164). На графике нормированных по недеглетированной мантии концентраций гидромагматофильных редких элементов базальты тыловой зоны Курил сохраняют все особенности распределения, присущие островодужным лавам (см. заключение в разд. "Геохимическая зональность"), главными из них являются глубокий Nb(Ta) - минимум и резкий Sr- максимум (43,197), тогда



Р и с.97. Диаграмма нормированного по недеплетированной мантии распределения редких элементов в базальтах тыловой зоны Курил (1) и субщелочных базальтов окраинных морей спредингового типа (2). Использованы средний состав базальтов Курил (табл.8) и средний состав субщелочных базальтов окраинных морей (164). Состав недеплетированной мантии по (251)

как в субщелочных базальтах окраинных морей спредингового типа Sr- максимум отсутствует, хотя Nd (Ta) - минимум сохраняется (рис.97). По данным П.Е.Холма (197), Sr-максимум отсутствует и в толеитах окраинных морей океанического типа, а в толеитах окраинных морей континентального типа он хоть и наблюдается, но выражен весьма слабо. Если допустить вслед за (А3), что наличие Sr-максимума в островодужных магмах связано с присутствием в источнике их плагиоклаза (основного минерала-концентратора Sr), следует признать отличие в составе исходных субстратов для магматических расплавов Курил и окраинных морей спредингового типа. Об отличии в составе исходных субстратов свидетельствуют и данные по изотопии Nd: в лавах тыловой зоны Курил зафиксированы относительно низкие изотопные отношения ($\delta Nd = 7,8$), тогда как в базальтах окраинных морей величина δNd в среднем равна 8,5 (164).

Таким образом, латеральная зональность вещественного состава, наблюдающаяся в продуктах четвертичного вулканизма Курил, проявлена исключительно в пределах магматических серий островодужного типа. Лишь лавы вулканов о-ва Ришири, расположенного на крайнем юге дуги, в глубоком тылу о-ва Хоккайдо, которые по своим геохимическим характеристикам (в частности, высоким значениям отношений Na_2O/K_2O при повышенной общей щелочности) резко отличаются от лав других вулканов тыловой зоны Курил, могут быть связаны с за дуговым спредингом.

В чем же причина возникновения зональности? Как было показано ранее (7.9.62), предположительно указанный феномен - результат неоднородности источника генерирующихся в Курильской дуге магматических расплавов в вещественном и изотопном планах, другими словами, две области генерации магм отвечают соответственно фронтальной и тыловой структурно-формационным зонам. Что же привело к возникновению гетерогенности магматического источника под Курильской островной дугой? Теоретически она может быть связана лишь с изменением его вещественного состава (однокомпонентный источник) либо с изменением роли одной или нескольких его составляющих в общем балансе масс плавящегося субстрата (многокомпонентный источник). Под однокомпонентный нами понимается чисто

мантийный источник при ничтожно малом вкладе корового сиалического или симатического материала. Заметим, однако, что "однокомпонентность" мантийного источника - понятие достаточно условное, так как в областях перехода от океана к континенту, где размещаются островные дуги, исключительно важную роль играют флюиды, изменяющие элементный и изотопный состав мантийных пород. Как следует из анализа реалистических моделей островодужного магмогенезиса, потенциальными составляющими многокомпонентного источника могут служить мантия, лежащая выше сейсмофокальной зоны (так называемый мантийный клин), материал субдуцируемой океанической плиты (осадки и породы второго слоя океанической коры), вещество фундамента островной дуги, морская вода.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные об изотопном и редкоэлементном составе пород Курильской дуги, а также соображения о роли флюидной фазы позволяют обозначить роль каждого из потенциальных компонентов многокомпонентного источника в процессе образования курильских магм.

4.2. Роль фундамента

Коровый материал докайнозойского фундамента Курильской островной дуги, по-видимому, не оказывал значительного воздействия на формирование изотопных характеристик Nd и Sr в продуктах четвертичного вулканизма. Хотя изотопные отношения Sr и изменяются как вкрест простирания Курильской дуги, так и вдоль нее, их значения не зависят от кремнекислотности пород (см. разд. "Изотопная зональность"). Поэтому вряд ли можно всерьез говорить о сколько-нибудь существенной роли древнего сиалического субстрата в образовании средних и кислых курильских магм, даже учитывая его значительную мощность в фундаменте Южных и Северных Курил. По данным В.И.Виноградова (СЗ), а также М.Ю.Хотина с соавт. (159), современные значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах сиалического метаморфического фундамента Камчатки колеблется от 0,7060 до 0,7083.

В то же время нельзя отрицать возможность контаминации магматических расплавов курильского сегмента дуги породами меланократового фундамента типа известного на Восточной Камчатке с изотопными метками Sr, в среднем равными 0,7038 (159), в силу незначительных различий в Sr-изотопных параметрах пород мафического фундамента и курильских лавах. Если предположить, что в лавах тыловой структурной зоны Курил изотопные отношения Sr первичны, а повышение их значений во фронтальной зоне связано с процессом ассимиляции расплавами вещества древнего мафического фундамента, то в этом случае необходимо допустить усвоение 30% и более такого материала, что маловероятно. Справедливость подобного заключения ранее была убедительно доказана для Алеутской островной дуги (205), где изотопные характеристики Sr и Nd в четвертичных вулканитах также не зависят от типа строения коры. Весьма показательным в этом отношении является и факт совпадения на диаграмме Nd-6Sr полей четвертичных вулканитов самых различных островодужных систем, заложенных на коре как океанического, так и континентального типа (см. рис.91).

Анализ данных, приведенных в табл.24, свидетельствует о том, что некоторое повышение величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вулканитах Северных и Южных Курил происходит на фоне постоянных значений отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, а это указывает на вероятную контаминацию магматических расплавов стронцием морской воды. Принимая во внимание малую правдоподобность модели, предусматривающей прямое взаимодействие магмы и больших объемов морской воды и относительную "сухость"

расплавов фронтальной зоны, можно допустить, что отчасти повышенные значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в продуктах извержений вулканов, расположенных на фронте дуги, обусловлены локальной ассимиляцией магмами гидротермально-измененных коровых пород, вмещающих промежуточные и близповерхностные магматические резервуары. Наличие подобных резервуаров, магматических очагов или камер для Камчатки и Курил надежно задокументировано геофизическими методами (21). Согласно ряду авторов (31,68), величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в термальных водах о-ва Итуруп и п-ова Камчатка варьируют в интервале 0,7033-0,7066, а отношения Sr/Nd в них такие же, как в морской воде. В процессе гидротермального изменения пород, вмещающих магматические резервуары и камеры, такими термальными водами может происходить повышение изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при неизменных $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Большая часть привнесенного Sr в таких породах находится в воде вторичного карбоната и может быть легко мобилизована в результате термального воздействия магмы. Изотопные эффекты от такого процесса будут неотличимы от эффектов, вызванных прямой ассимиляцией магмой морской воды. Однако в качестве глобального этот механизм нам представляется маловероятным.

Итак, суммируя изложенное можно констатировать, что влияние кристаллического вещества земной коры на изотопный состав Nd и Sr в четвертичных вулканитах Курильской дуги весьма мало, хотя, безусловно, и не равно нулю, о чем свидетельствуют данные, полученные В.И.Виноградовым (см. разд. "Изотопная зональность") по изотопному составу кислорода. Можно утверждать, что изотопный состав Sr в вулканитах фронтальной зоны был существенно изменен, тогда как изотопный состав Sr в тыловой зоне и Nd - в обеих зонах остался без изменения. Это позволяет предположить, что формирование изотопных параметров Sr и Nd происходило в основном на глубинных уровнях - в области мантийного клина или субдуцируемой океанической плиты.

4.3. Роль осадков

Пелагические глины и карбонатные осадки, слагающие основную массу осадочного слоя океанической коры, резко отличаются от островодужных вулканитов по изотопным характеристикам Nd и Sr. Поэтому, допуская участие осадков в островодужном магмагенезисе, мы автоматически должны предположить, что измеренные величины $\epsilon\text{Nd}_{\text{изм}}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{изм}}$ в породах Курильской дуги соотносятся с аналогичными характеристиками неосадочного компонента магматического источника следующим образом: $\epsilon\text{Nd}_{\text{ист}} > \epsilon\text{Nd}_{\text{ирм}}$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{ист}} > (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{изм}}$ (9,62). Единственными известными и широко распространенными резервуарами с такими изотопными метками являются базальты срединных хребтов (MORB) и их мантийный источник (мантия типа MORB). Таким образом, возможны по крайней мере две модели происхождения островодужных магм с участием океанических осадков: 1) частичное плавление мантии типа MORB в области мантийного клина под воздействием флюида, возникающего при дегидратации (плавлении) осадков в зоне субдукции; 2) частичное плавление в зоне субдукции смеси базальтов MORB и осадков (второго и первого слоев океанической коры). Строго говоря, вторая модель предполагает смешение не двух, а трех компонентов (плюс вещество мантии, которое в этом случае не обязательно является мантией типа MORB), тем не менее основные выводы можно сделать при рассмотрении упрощенного варианта. Для объяснения поперечной зональности Курильской островной дуги необходимо

сделать одно из следующих допущений: а) резкое различие вещественного состава осадков во фронтальной и тыловой зонах дуги; б) плавление гидратированных базальтов MORB во фронтальной зоне дуги и свежих - в тыловой, причем относительный вклад осадочного материала в плавящемся субстрате должен возрастать от фронта к тылу дуги. Маловероятность этих допущений очевидна. Таким образом, участие значительных объемов осадков не только не может объяснить наблюдаемую картину поперечной изотопной зональности, но даже противоречит установленной закономерности.

Существенный вклад в решение вопроса о роли осадков представляют данные, полученные в последнее время по изотопному составу ^{10}Be (162, 188, 220, 221, 237). Они свидетельствуют о том, что доля осадков, участвующих в процессах выплавления островодужных магм, может значительно варьировать, что в большей степени определяется соотношением аккреционных и субдукционных явлений в области глубоководного желоба. Есть дуги, такие, в частности, как Курильская, Алеутская и Японская (северная часть), где зафиксированы сравнительно высокие концентрации ^{10}Be , достигающие $(13-15)10^6$ ат./г, и в то же время известны дуги, такие, как Марианская, Зондская и Хальмахера, лавы которых содержат не более 1×10^6 ат./г, что соизмеримо с содержанием ^{10}Be в MORB, базальтах океанских островов и молодых континентальных платобазальтах.

Количественная оценка доли осадочного компонента в островодужном магмогенезисе может быть сделана по формуле (244) $z = fz_0S \exp(-\lambda l/V)$, где z_0 - со-

держание ^{10}Be (в ат./г) в лаве; $z = 5 \cdot 10^9$ ат./г - средняя концентрация

^{10}Be в пелагических осадках Тихого океана; S - скорость осадконакопления (в см/год) на поверхности океанической плиты вблизи глубоководного желоба; $\lambda = 4,62 \cdot 10^{-7}$ год $^{-1}$ - скорость распада ^{10}Be ; h - мощность осадочной колонны, см; T - скорость конвергенции литосферных плит, см/год; l - длина траектории (в см) по зоне Заварицкого-Веньофа от оси глубоководного желоба до корней вулканов; f - доля осадочного компонента в лаве.

Исходные параметры и результаты модельных расчетов для различных островных дуг Мирового океана и активных континентальных окраин приведены в табл.28. Применительно к Курильской дуге они хотя и свидетельствуют об участии пелагических осадков в образовании исходных магм, но не позволяют поднять верхний предел такого участия выше 4% (в среднем 2%). Указанная величина является, по-видимому, одной из наиболее типичных для островных дуг в целом и несколько отличается от оценок, полученных с помощью других изотопных методов (171, 227), согласно которым верхний предел содержания осадков в островодужном магматическом источнике может составлять 10-12% (Малые Антильские острова, о-в Хонсю и др.).

На диаграмме $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ -Be точки курильских и камчатских лав образцов образуют отчетливый широкий рой с отрицательным наклоном (рис.98). Согласно (222) такой характер корреляции может являться результатом процессов смешения. Если это действительно так, то имеющиеся данные свидетельствуют о том, что магмы выплавляющиеся из контаминированной осадками мантии, впоследствии взаимодействовали с каким-то веществом с низким содержанием ^{10}Be и высоким Be. Компонентом с высоким содержанием ^9Be могут быть "древние" осадки, небольшие по объему выплавки из "неконтаминированной" мантии, выплавки из субдицируемой океанской коры (без покрова молодых осадков), более древней островодужной или континентальной коры. К сожалению, имеющихся данных пока явно недостаточно, чтобы углубляться в детали этих процессов. Однако следует подчер-

Исходные параметры и результаты моделирования процесса вовлечения осадков субдуцируемой океанической плиты в островодужный магмогенез

Параметр	Островные дуги					
	Камчатская	Куриль- ская	Алеутская	Японская	Централь- ноамери- канская	Мариан- ская
S, м/млн лет	22	20	18	23	29	1,4
h, м	400	300	505	600	428	500
l, км	345	230	260	320	180	215
V, см/год	9,5	9,5	6,5	5,6	8,5	7,4
S/h, млн лет ⁻¹	0,055	0,067	0,036	0,038	0,068	0,0028
l/V, млн лет	3,6	2,4	4,0	5,7	2,1	2,9
Модальное количест- во ¹⁰ Be (10^6 ат./г)	0-3,7	2,2-7,9	2,3-15,3	0,2-13,5	0,6-24,0	0,1-1,0
Среднее	1,0	4,0	3,5	2,3	6,5	0,3
Расчетный средний % осадочного компо- нента в лаве	1	2	6	7	3	4

П р и м е ч а н и е: Расчетные параметры для Курильской и Камчатской дуг взяты из (49,148,200); данные по другим островным дугам - по (244).

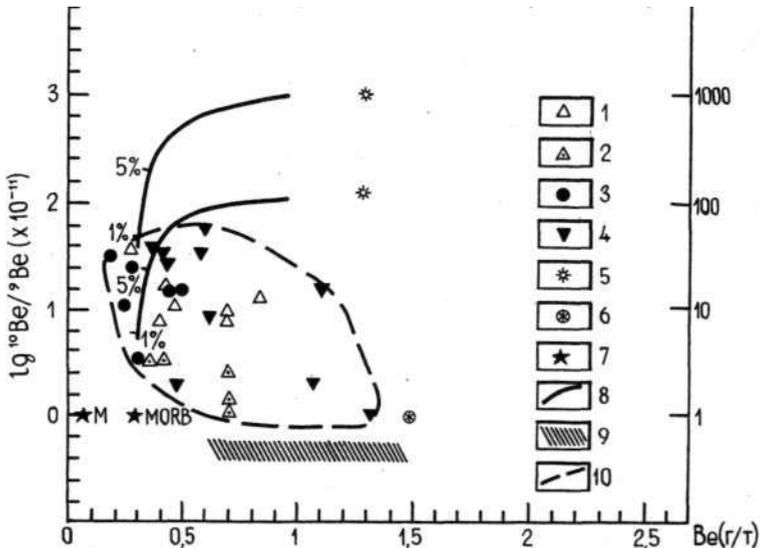


Рис. 98. Положение состава островодужных лав на диаграмме

1 - Курилы; 2 - Камчатка; 3 - Новая Британия; 4 - Центральная Америка; 5 - пелагические осадки (верхний значок - прикровельная, нижний - приподожвенная часть осадочной колонны); 6 - средний состав континентальной коры; 7 - средний состав пород мантии (M) и базальтов срединно-океанических хребтов (MORB); 8 - линии смешения магм и пелагических осадков, цифры - процент осадочного компонента (содержание ^{10}Be в лавах на уровне MORB, введена коррекция на время субдукции 3,8 млн лет); 9 - поле состава базальтов океанских островов; 10 - поле состава островодужных пород

кнуть, что отрицательные тренды проявлены совершенно отчетливо и для других островных дуг, в частности Новобританской и Центральноамериканских Кордильер (222). Эти данные указывают на малую вероятность моделей, предполагающих значительную ($\geq 10\%$) контаминацию магм субдуцируемыми пелагическими осадками. Скорее всего, на происхождение островодужных магм влияет еще один фактор. Таким фактором может быть варьирующая степень плавления (при различной доли участвующих осадков) или смешение магм, происходящих из "контаминированной" таким образом мантии с каким-то третьим компонентом из числа указанных. Имеющиеся данные о содержании и распределении микроэлементов и изотопных параметрах островодужных лав не противоречат ни той, ни другой гипотезе.

4.4. Роль степени плавления

Начиная с работ Куно, многие исследователи для объяснения разницы в степени обогащения литофильными редкими элементами лав фронтальной и тыловой зоны островных дуг используют представление о различной степени плавления однородного мантийного источника 223,238. При этом предполагается, что лавы тыловых зон островных дуг, обогащенные литофильными редкими элементами, образуются при меньшей степени частичного плавления, чем лавы фронтальных зон дуг, обедненные этими элементами. Однако в последние годы установлено, что лавы тыловых зон, во всяком случае некоторых дуг (Японии, Курил), имеют в целом более высокую магнезиальность и обогащены тугоплавкими элементами группы железа - Cr и Ni (5,9,210). Для объяснения этого феномена И.Куширо предположил, что образующиеся при большей степени частичного плавления мантийного источника толеитовые магмы фронтальных зон дуг до излияния на поверхность сильно дифференцируются, тогда как субщелочные магмы тыловых зон дуг быстро и без существенного фракционирования достигают поверхности. Основано это предположение на следующих аргументах: большем объеме вулканитов фронтальной зоны, чем тыловой; большей плотностью первичных высокомагнезиальных толеитовых расплавов, чем первичных субщелочных расплавов; более высокой напряженностью поля сжатия во фронтальной зоне, чем в тыловой. Вследствие двух последних причин скорость подъема расплавов во фронтальной зоне меньше, чем в тыловой, где они легко достигают поверхности, часто формируя моногенные вулканы. Одним из важнейших аргументов автор считает также присутствие ультраосновных включений исключительно в тыловой зоне Японской островной дуги.

Однако имеющиеся петрографические и геохимические данные не позволяют согласиться с точкой зрения И.Куширо. Во-первых, результаты изотопных исследований убедительно свидетельствуют о различиях в величинах Sr-изотопных отношений во фронтальной и тыловой зонах Курил, причем эти различия не являются следствием малоглубинной коровой контаминации и, очевидно, связаны с гетерогенностью магматических источников. Во-вторых, в ходе работ НИС "Вулканолог" Установлено, что моногенные базальтовые вулканы в тыловой зоне Курил чрезвычайно редки (см. разд. "Каталог..."), тогда как на северном (о-в Парамушир) и южном (о-в Кунашир) флангах курильского сегмента, по данным (123), имеются лавовые плато, сформированные при одноактных трещинных вулканических извержениях. В-третьих, несмотря на существенную разницу концентраций в базальтах Фронтальной и тыловой зон калия и литофильных редких элементов (Rb, Ba, Sr, Th, U, La, Ce), содержания глинозема, титана, иттербия и иттрия остаются практически одинаковыми (соответственно в среднем: Al_2O_3 - 18,7 и 18,1%

TiO₂ - 0,8 и 0,9%; Yb - 2,39 и 2,29 г/т; Y - 17,8 и 18,5 г/т). В-четвертых, хотя в лавах фронтальной зоны Курил, как и Японии, ультраосновные породы действительно отсутствуют, на Восточной Камчатке в лавах вулканов этой зоны - Авачинского, Козельского, Кроноцкого - встречаются многочисленные включения дунитов, гарцбургитов, верлитов, кортландитов (78,79,121). Кроме того, добавление к составу лав фронтальной зоны состава широко распространенных здесь базитовых включений неминуемо повысит валовую глиноземистость пород (вследствие высокой глиноземистости включений). Наконец, по некоторым данным, основанным на подсчетах объемов вулканических пород (110), интенсивность вулканизма в тыловой зоне Курильской дуги значительно выше, чем во фронтальной.

4.5. Гетерогенность мантии

Сравнительно малый вклад корового материала и осадков в формирование изотопных характеристик Nd и Sr и геохимических параметров четвертичных вулканических Курильской островной дуги позволяет предполагать, что ее вещественная зональность может быть связана с латеральной гетерогенностью мантийного клина. Возникновение этой гетерогенности, в свою очередь, может быть обусловлено различной степенью переработки мантийного субстрата во фронтальной и тыловой частях дуги. По поводу характера и возникновения этой гетерогенности можно высказать два предположения. Одно из них основано на представлении о большей длительности вулканизма во фронтальной зоне Курильской дуги, чем в тыловой. Оно базируется на радиологических датировках магматических пород Малой и Большой Курильской гряд и сравнении их геологической истории с геологической историей Алеутских островов (206,207,531). Если мантия под Курильской дугой и была первоначально гомогенной, то к настоящему времени ее вещественный состав во фронтальной зоне должен был значительно измениться вследствие продолжительной и интенсивной проработки расплавами и флюидами. В результате произошло расщепление "островодужной" мантии на два резервуара - фронтальный и тыловой. Тыловой мантийный резервуар по составу, видимо, отвечает необедненной крупнокатионными литофильными элементами "островодужной" мантии и обладает изотопными характеристиками $\epsilon Nd = 7,8+1,0$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70300+2$. Повышенные значения ϵNd во фронтальном мантийном резервуаре может быть обусловлено деплетированностью некогерентными магмофильными элементами мантии за длительный период вулканизма, что привело к повышению в ней отношения Sm/Nd и соответственно возрастанию отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ до значений 0,51308-0,51315 ($\epsilon Nd = 8,6-10,1$). В результате процесса длительного деплетирования мантийного резервуара фронтальной зоны следовало бы ожидать понижения величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в соответствующих молодых вулканиках, однако в действительности наблюдается обратная картина (средние значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для разных участков дуги лежат в пределах 0,70322-0,70350). В рамках этой модели объяснением этому феномену может быть предположение об усвоении расплавами гидротермально-измененных пород, в генезисе которых участвовала морская вода.

Вторая модель предполагает более значительную проработку фронтального мантийного резервуара флюидами, выделяющимися при дегидратации субдуцируемой океанической плиты. Последующее плавление таких проработанных участков мантии дает расплавы, неотличимые по значениям отношений $^{143}Nd/^{144}Nd$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ от магматических выплавов непосредственно из гидратированных MORB. Более подробно эта модель будет рассмотрена в следующем разделе.

4.6. Роль флюидов

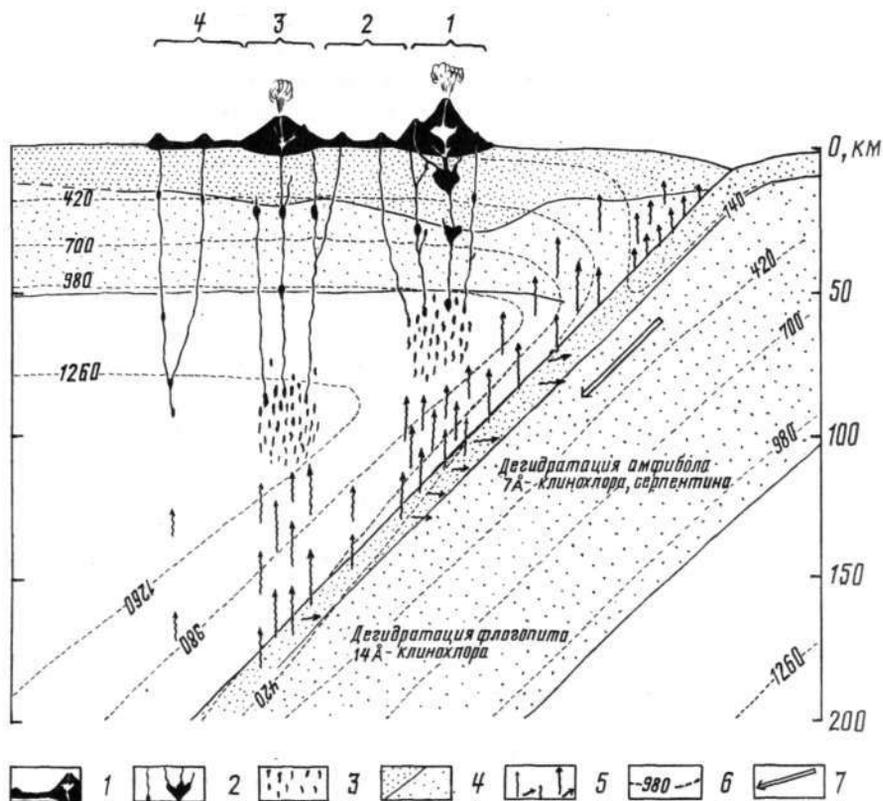
Роль летучих в магмообразовании на материале Курило-Камчатской островодужной системы впервые была обоснована Э.И.Поголитовым и О.Н.Вольнцом (121). Согласно этой модели, при погружении океанической плиты происходит высвобождение гидроскопической вода, содержащейся в межзерновых прослойках осадков, а также в порах и трещинах магматических пород кристаллической части океанической коры и, возможно, литосферной мантии. Основная масса выделяется при температуре до 105°C, т.е. на глубинах до 30-50 км. Так как глубина до сейсмофокальной зоны под вулканическим фронтом не менее 100 км, вряд ли этот уровень отделения воды может быть непосредственно связан с очагами магмообразования. Вместе с тем часть этой воды идет на метаморфизацию пород с образованием вторичных водосодержащих минералов - эпидотов, хлоритов, 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 безкарбонатного 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°C, полная дегидратация - иногда до 1000°C (147). Большинство глинистых минералов также дегидратируются в этом же интервале температур. Естественно, что температурные пределы устойчивости цеолитов, глинистых и других водосодержащих минералов в условиях высокого давления будут отличаться от тех, которые получены экспериментально 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, снижая температуру плавления в пределах мантийного клина. Часть летучих, очевидно, идет на формирование водосодержащих минеральных фаз, устойчивых при более высоких (P-T)-условиях.

Судя по расчетам реакций дегидратации в системе $K_2O-Na_2O-MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ при погружении литосферной плиты (180) и учитывая температурную модель С.Хонды и С.Уелды (198) 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 оба уровня отделения летучих. Например, как полагает И.Тацуми (241), 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 наведенное конвективное движение за счет погружения. Дегидратация амфибола при этом должна происходить на глубине ~ 100 км, что примерно соответствует подошве мантийного клина под вулканическим фронтом, флогопита - на глубине ~190 км, что несколько более глубины до подошвы мантийного клина под тыловой зоной. Для более обоснованного рассмотрения условий отделения летучих, их состава и влияния на генерацию магм под островными дугами необходимы дополнительные эксперименты и математическое моделирование

процесса. Здесь же мы хотим подчеркнуть идею существования двух зон генерации магм - фронтальной и тыловой, обусловленных двумя уровнями отделения летучих. В схематическом виде развиваемая модель магмообразования представлена на рис.99.



Р и с.99. Модель магмообразования под Курильской островной дугой

I - вулканические зоны (цифрами обозначены: I - фронтальная, 2 - промежуточная, 3 - тыловая, 4 - затухание активности в тылу дуги);
 2 - промежуточные очаги магмы и подводящие каналы; 3 - очаги генерации магмы; 4 - литосфера по 198 с нижней границей коры по 66;
 5- направление движения летучих, отделяющих от поддвигаемой плиты;
 6 - геозотермы, по 198; 7 - направление поддвига Тихоокеанской плиты

Исходя из рассмотренной схемы дегидратации количество флюидов, отделяющихся от субдуцируемой океанической плиты, на фронте дуги должно быть больше, а состав их ближе к составу морской воды, чем в тыловой зоне.

Это обстоятельство, а также большая степень переработки мантийного вещества фронтальной зоны, по-видимому, во многом обуславливают наблюдаемую разницу в изотопном составе Sr и Nd в лавах обеих поперечных зон Курильской дуги. Судя по повышенным концентрациям Rb и более высоким отношениям Rb/Sr в лавах тыловой зоны, следовало бы ожидать положительную корреляцию величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с глубиной до сейсмофокальной зоны. На деле же наблюдается противоположная картина (35). Наличие такого феномена может быть связано с тем, что обогащение магмогенерирующего субстрата Rb произошло сравни-

тельно недавно и частично увязывается с привнесом этого элемента в область генерации магмы потоком флюидов.

Согласно экспериментальным данным И.Тацуми (С24I), при дегидратации пород субдуцируемой океанической плиты происходит вынос одновременно с водой и ряда других элементов: Cs, Rb-Ba, K-Sr, La-Sm, Tb, Y, Yb (элементы расположены в порядке их относительной подвижности от наиболее к наименее подвижным), причем Nd в этой системе остается инертным и не выносится с флюидом. Показана также высокая подвижность Be, что позволяет высказать предположение о флюидном переносе и изотопа ^{10}Be (242). Таким образом, за счет водного флюида источники островодужных магм могут быть существенно обогащены Cs, Rb, Ba, K, в меньшей степени - Sr и La, лишь незначительно - Sm, Tb, Y и Yb и не могут быть обогащены Nb. Однако существование Nb-минимума в островодужных вулканитах связано, по-видимому, не только с тем, что Nb не добавляется в источник за счет флюидов, но и с сохранением в источнике реститовых окисных Ti-фаз, единственных из обычных породообразующих минералов-концентратов этого элемента (252). Относительная стабильность этих фаз должна наблюдаться только в условиях повышенных $P_{\text{H}_2\text{O}}$ и f_{O_2} , что обычно и считается характерным для зон генерации островодужных магм (186); о чем свидетельствуют находки габброизированных с амфиболом и флогопитом включений перидотитов в лавах Камчатки и Курил (36,79), а также сложных включений, в которых перидотиты сосуществуют с амфиболовым габбро и амфиболитами (60). Геохимическая нагрузка флюидов определяется также длительностью их взаимодействия с веществом мантии, из которой флюиды экстрагируют некогерентные элементы, в первую очередь крупнокатионные литофильные. Длина пути, пройденного флюидами до области плавления в тыловой зоне больше и соответственно содержание некогерентных элементов во флюиде, участвующем в плавлении, там выше, чем во фронтальной зоне. Кроме того, флюид тыловой зоны более длительное время взаимодействует с веществом коры при более высоких T и P, что еще более увеличивает его нагрузку некогерентными элементами.

Таким образом, предположение об образовании магматической зональности Курильской островной дуги в результате взаимодействия флюидов с веществом верхней мантии представляется вполне реальным.

Суммируя изложенные данные, можно констатировать, что каждый из рассмотренных механизмов в той или иной степени ответственен за ту картину латеральной вещественной зональности, которую мы наблюдаем в Курильской островной дуге. Авторам представляется наиболее привлекательной флюидная модель, позволяющая в максимальной степени увязать имеющиеся данные по геохимической, минеральной и изотопной зональности и даже зональному распределению включений в лавах. Вместе с тем в рамках этой модели не находит пока удовлетворительного объяснения тот факт, что во фронтальной зоне, где флюидов в очагах магмообразования, казалось бы, должно быть больше, в лавах и включениях наблюдаются ассоциации безводных темноцветных минералов, а в тыловой зоне - водосодержащие с амфиболом и биотитом, минеральные ассоциации. В соответствии с представлениями некоторых исследователей (123) это связано с тем, что родоначальные магмы образуются при повышенных давлениях воды, но осушаются в близповерхностных магматических очагах. Поскольку последние наиболее характерны для фронтальных зон дуг (210), вероятность осушения магм в этих зонах более высокая. Возможно также, что отличие в минеральных ассоциациях разных зон объясняется различием не в объемах, а в качественном составе флюидной фазы (123).

В заключение отметим, что систематические различия в составе вулканических пород фронтальной и тыловой зон островных дуг (117, 186, 209, 210, 238) и замечающийся бимодальный характер плотности вулканических центров и объема вулканических пород не только для Курил, но также для Японии (90, 210) и ряда других островных дуг Мирового океана свидетельствует о том, что наличие двух мантийных резервуаров и соответственно двух областей повышенной магмогенерации: под фронтальной и тыловой зонами островных дуг - по-видимому, весьма типично. Это обстоятельство, очевидно, следует учитывать при дальнейшей разработке проблемы происхождения островодужных магм и при проведении региональных геодинамических реконструкций.