

## **ОСТРОВНЫЕ ДУГИ И ОКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ — ВУЛКАНИЗМ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ**

### **ДВА КЛАССА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД**

В течение последних лет автор опубликовал несколько работ, посвященных петрохимическому анализу вулканических горных пород. Рассмотрение обширного материала из всех районов современной и недавней вулканической деятельности показало, что существует два основных класса вулканических пород, один из которых распространен на внутриокеанических островах, а другой — в области островных дуг и на континентах (Горшков, 1960; 1963 а, б; 1964).

Как известно, среди лав современных наземных вулканов преобладают известково-щелочные породы островных дуг; по мере продвижения от островной дуги по направлению к континенту щелочность лав увеличивается. На континентальных платформах, как правило, обычные базальты ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  2—3%) сменяются трахибазальтами и щелочными базальтами ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  до 6—8%), а кислые дациты и риолиты ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  до 6—8%) — трахитами и фонолитами ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  до 12—14%). Сходная смена состава происходит и в ходе геологического времени — при смене геосинклинального режима платформенным.

В противоположность общепринятой точке зрения автор пришел к выводу о том, что щелочные породы внутриконтинентальных и внутриокеанических вулканов при всем их химическом и минералогическом сходстве принадлежат к различным классам.

Обычно те и другие породы рассматриваются как породы совершенно аналогичные. Недавно Ю. М. Шейнман (1964) и А. Я. Салтыковский (1963) пытались обосновать эту точку зрения петрохимически. В работе А. Я. Салтыковского приведены петрохимические диаграммы по Заварицкому для нескольких внутриокеанических и внутриконтинентальных вулканических провинций, на которых вариационные кривые для тех и других пород полностью совпадают.

Рассмотрим подробнее два таких комплекса, цитированных А. Я. Салтыковским, для которых в самые последние годы появились новые публикации: трахибазальтовый комплекс Прибайкалья (Белов, 1963) и Гавайские острова (Macdonald а. Katsura, 1964). Макдональд и Кацура сделали 143 новых химических анализа гавайских пород, с учетом их распространенности, и вывели новые средние значения. Главная масса вулканических построек сложена близкими к насыщению кремнекислотой базальтами («толеитовыми»), которые в верхних частях построек сменяются оливиновыми базальтами. Те и другие породы часто перемежаются в пределах одной и той же постройки; существуют и постепенные переходы от «толеитовых» базальтов к оливиновым и обратно. Самая верхняя часть вулканов сложена различными щелочными породами — гавайитами, муджеритами и трахитами.

В табл. 1 приведены средние из анализов для всех этих типов пород и результаты пересчетов по методу Заварицкого, а на рис. 1 по этим значениям нанесены вариационные кривые.

Таблица 1

**Средние химические составы лав Гавайских островов, %**

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	49,36	46,46	48,60	51,90	61,73
TiO <sub>2</sub>	2,50	3,01	3,16	2,57	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,94	14,61	16,49	16,65	18,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,03	3,27	4,19	4,25	3,33
FeO	8,53	9,11	7,40	6,17	1,49
MnO	0,16	0,14	0,18	0,21	0,24
MgO	8,44	8,19	4,70	3,56	0,41
CaO	10,30	10,33	7,79	6,30	1,17
Na <sub>2</sub> O	2,13	2,92	4,43	5,22	7,42
K <sub>2</sub> O	0,38	0,84	1,60	2,01	4,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,37	0,69	0,93	0,17
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому					
<i>a</i>	5,1	7,7	12,3	14,7	22,6
<i>c</i>	6,6	5,8	5,1	4,0	0,9
<i>b</i>	30,5	31,9	23,7	19,5	5,7
<i>s</i>	57,8	54,6	58,8	61,8	70,8
<i>n</i>	90,0	84,0	80,0	80,0	73,0

Примечания: 1 — толеитовый базальт, среднее из 181 анализа; 2 — щелочной оливиновый базальт, среднее из 28 анализов; 3 — гавайит, среднее из 33 анализов; 4 — мудже-рит, среднее из 13 анализов; 5 — натровый трахит, среднее из 5 анализов (Macdonald, Katsura, 1964).

Таблица 2

**Средние химические составы лав известково-щелочной серии Прибайкалья и некоторых лавовых полей Восточной и Центральной Азии, %**

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	48,4	55,8	57,9	67,1	76,8
TiO <sub>2</sub>	1,5	1,8	1,3	0,6	0,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,7	13,4	16,8	16,3	12,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,5	5,0	4,3	3,0	1,5
FeO	5,6	5,1	3,3	0,9	0,4
MnO	0,2	0,2	0,1	0,1	—
MgO	8,4	5,5	3,8	0,8	0,2
CaO	9,6	7,9	5,6	4,2	0,8
Na <sub>2</sub> O	1,8	3,1	3,1	3,5	1,7
K <sub>2</sub> O	1,9	1,8	3,3	3,3	6,3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,4	0,5	0,5	0,2	—
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому					
<i>a</i>	6,9	9,2	11,8	12,5	12,3
<i>c</i>	7,3	4,0	5,4	4,8	0,9
<i>b</i>	28,0	23,2	14,9	5,3	3,2
<i>s</i>	57,8	63,6	67,9	77,4	83,6
<i>n</i>	61,0	82,0	59,0	62,0	29,0

Примечания: 1 — оливиновый базальт, среднее из 51 анализа; 2 — андезито-базальты, среднее из 32 анализов; 3 — андезиты, среднее из 12 анализов; 4 — дациты, среднее из 3 анализов; 5 — липариты, среднее из 3 анализов (Белов, 1963).

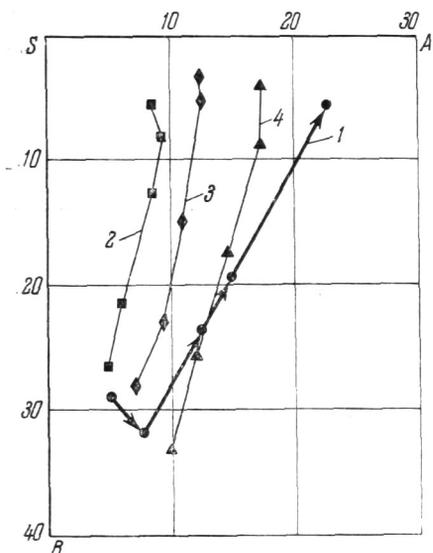


Рис. 1. Вариационные кривые на проекции *ASB* для континентальных и океанических лав  
 1 — точки средних составов лав вулканов Гавайских островов; 2 — точки средних составов лав Японии; 3 — точки средних составов известково-щелочных лав Прибайкалья; 4 — точки средних составов щелочно-известковых лав Прибайкалья

В табл. 2 и 3 воспроизведены средние значения химических составов лав известково-щелочных и щелочно-известковых комплексов Прибайкалья и некоторых других лавовых полей Восточной Азии (Белов, 1963, табл. 152—153 и 156—157); в табл. 4 для сравнения приведены средние составы для Японии.

На рис. 1 нанесены точки средних составов и вариационные кривые для всех этих случаев.

Из этой диаграммы отчетливо видно, что кривые известково-щелочных и щелочно-известковых лав Прибайкалья весьма заметно отличаются от направления вариационной кривой Гавайских островов, но параллельны кривой для Японии.

Данные табл. 1—4 и рис. 1 еще раз убедительно свидетельствуют, что вариационные кривые для лав островных дуг и континентальных

Таблица 3

Средние химические составы щелочно-известковой серии лав Прибайкалья и некоторых лавовых полей Восточной и Центральной Азии, %

Компоненты	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	46,6	49,4	54,6	62,6	70,2
TiO <sub>3</sub>	2,5	2,4	2,0	1,0	0,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,0	15,9	16,5	16,7	14,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,6	4,4	5,0	3,4	2,3
FeO	7,2	6,4	3,5	1,1	0,9
MnO	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	8,2	6,5	4,0	1,5	0,4
CaO	10,0	8,1	5,6	4,0	1,4
Na <sub>2</sub> O	3,4	3,7	3,8	4,8	4,0
K <sub>2</sub> O	1,8	2,5	4,2	4,6	5,4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,5	0,6	0,7	0,2	0,1

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	9,8	11,8	14,5	17,1	17,4
<i>c</i>	3,5	4,7	3,0	2,5	2,8
<i>b</i>	33,2	25,8	17,5	8,9	4,2
<i>s</i>	53,5	57,7	65,0	71,5	77,6
<i>n</i>	74,0	69,0	58,0	61,0	49,0

Примечания: 6 — лимбургитовые базанитоиды, среднее из 26 анализов; 7 — трахибазальты базальтовые, среднее из 46 анализов; 8 — трахиандезитовые базальты, среднее из 30 анализов; 9 — трахиты, среднее из 9 анализов; 10 — комендиты, среднее из 9 анализов (Белов, 1963).

Средний химический состав Японской вулканической дуги, %  
(по А. Н. Заварицкому, 1939)

Компоненты	38	39	40	41	42
SiO <sub>2</sub>	47,3	51,9	59,6	64,6	73,5
TiO <sub>2</sub>	0,2	0,5	0,2	0,3	0,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,5	18,2	17,5	16,3	13,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,6	3,9	3,7	2,6	1,4
FeO	5,5	7,0	3,8	3,1	1,0
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	5,3	4,5	2,7	1,6	0,5
CaO	12,2	9,8	6,9	5,3	1,6
Na <sub>2</sub> O	1,8	2,2	2,7	2,9	3,0
K <sub>2</sub> O	0,4	0,6	1,4	1,7	3,2
H <sub>2</sub> O+	2,0	1,2	1,2	1,3	1,5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	4,8	5,9	8,4	9,1	8,3
<i>c</i>	10,9	9,9	8,0	6,7	2,0
<i>b</i>	26,4	21,4	12,7	8,2	5,4
<i>s</i>	57,9	62,8	70,9	76,0	84,3
<i>n</i>	88,0	85,0	75,0	72,0	79,0

Примечания: 38 — базальты; 39 — андезито,азальты; 40 — андезиты; 41 — дациты; 42 — риолиты.

вулканов располагаются параллельно друг другу, но резко отличаются от направления вариационной кривой для Гавайских островов и других внутриокеанических вулканов.

Действительно, щелочные лавы океанов обычно являются производными оливиновых базальтов (*a* 8 при *b* 32), а щелочные породы континентальных вулканов в большинстве случаев образуются только из сильнощелочных базальтов (*a* > 10—12, при *b* 30—32).

#### ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ ЛАВ ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

Очень интересным и весьма важным, с нашей точки зрения, являются особенности петрохимии некоторых островов, связанных с системой срединно-океанических хребтов.

К сожалению, по большинству этих островов аналитический материал невелик и относится к самому началу XX столетия, когда точность химических анализов была не очень высока. Поэтому наши выводы носят предварительный характер.

Острова, расположенные на оси океанических хребтов, изливают лавы не океанического, а щелочного континентального (о-в Пасхи) или известково-щелочного типа (Исландия). Небольшое число анализов, укладывающихся также в континентальный класс, имеется для о-ва Сен-Поль (Индийский океан).

Острова, лежащие на расстоянии 100—200 км от оси хребта, изливают лавы, в какой-то мере промежуточные по составу между океаническими и континентальными. (Эти данные основаны на старых анализах

и с появлением нового аналитического материала могут измениться.) Сюда относятся, например, лавы Азорских островов, вариационная кривая для которых идет между континентальным и океаническим направлениями.

Вулканы еще более удаленных от оси хребта островов, например Тристан-да-Кунья (новые анализы см. Вакег и др., 1964), изливают чисто океанические лавы.

Таким образом, пересекая океанический хребет, мы как будто встретим постепенный переход от лав океанического класса к лавам континентальным или во всяком случае близким к континентальным. Пересекая же границу океан — континент или островную дугу, мы обнаружим резкую смену пород одного класса другим. Такой резкий «скачок», например, можно наблюдать, следуя от о-ва Гваделупа, через желоб Седрос, к берегам Калифорнийского полуострова.

## ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Ныне хорошо известно коренное различие в строении и мощности земной коры на океанах и континентах. В первом случае консолидированная кора имеет мощность 5—8 км и состоит из одного слоя; во втором — мощность составляет в среднем 35 км, а сама кора двухслойная.

В том и другом случае на границе коры и мантии сейсмические скорости резко, «скачком» изменяются от значений 6,7—7,0 до 8,1—8,2 км/сек. Далее скорости постепенно возрастают, но на некоторой глубине в верхах мантии находится довольно мощный слой, в котором сейсмические скорости вновь уменьшаются до 7,3—7,5 км/сек (Gutenberg, 1954). Этот слой пониженных скоростей, который часто называют «слоем Гутенберга», продолжается на глубину до 200 км, а начинается он на океанах на глубинах: около 60 км и около 120 км — на континентах.

Существование слоя Гутенберга скорее всего объясняется тем, что на соответствующих глубинах температура плавления вещества и реально существующие температуры почти совпадают, т. е. вещество находится в состоянии, близком к расплавлению («астеносферный слой»).

Разница в мощности и положении астеносферного слоя на континентах и океанах свидетельствует о том, что эти две структуры различаются не только строением земной коры, но и строением верхней мантии. Различие простирается на глубину не менее 400 км (Dorman и др., 1960).

Иная картина обнаружена в последние годы в районе некоторых вулканических дуг (рис. 2). Так, в области Курильской островной дуги, от подошвы земной коры (~20 км) до глубины 70—80 км, скорость продольных сейсмических волн меньше, чем обычно, и равна 7,7 км/сек. Волновод, или слой Гутенберга, в верхней мантии отсутствует или выражен очень нечетко, но на глубинах 60—110 км, и особенно 80—90 км, сильно возрастает поглощение поперечных сейсмических волн (Федотов, 1963; Федотов и др., 1961, 1963, 1964).

Пониженные скорости в мантии обнаружены не только на Курильских островах, но и в Японии (Usami и др., 1958; Matuzawa и др., 1960; Mikuto и др., 1961), на Алеутских островах, а также на западе Канады (Hodgson, 1963), в вулканических районах Запада США (Berg и др., 1960; Pakiser, 1963), в районе островов Тонга, в Новой Зеландии (Eiby, 1958), в районе Новой Гвинеи и Соломоновых островов и др. Вряд ли можно сомневаться, что весь «Тихоокеанский огненный пояс» характеризуется пониженными скоростями вещества верхней мантии.

Всюду в этих районах, сразу же ниже границы Мохоровичича, вещество мантии характеризуется скоростью 7,5—7,8 км/сек и несколько пониженной плотностью. Это состояние мантии простирается вглубь по меньшей мере на расстояние порядка 100 км, а волновод, или зона Гутенберга, отсутствует. При этом зона пониженных скоростей мантии чрезвычайно четко совпадает с зоной современного вулканизма и не зависит от характера земной коры.

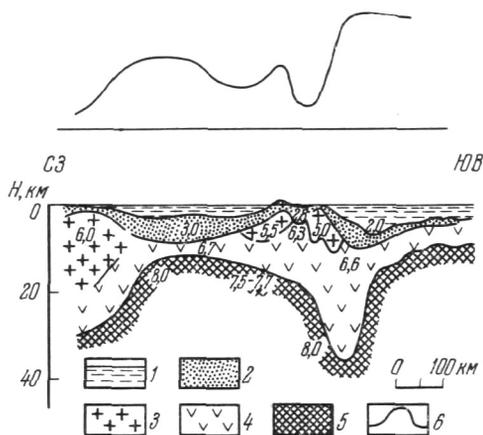


Рис. 2. Разрез через южную часть Курильской островной дуги  
1 — вода; 2 — неконсолидированные осадки; 3 — «гранитный» слой;  
4 — «базальтовый» слой; 5 — подкоровой слой; 6 — ход аномалии Буге

До некоторой степени сходная картина наблюдается в области срединноокеанических хребтов, где было установлено, что ниже границы Мохоровичича расположен слой с относительно низкими сейсмическими скоростями. Этот факт был впервые обнаружен в северной Атлантике (Ewing and Ewing, 1959), а затем подтвержден в других частях Срединно-Атлантического хребта, в Тихом и Индийском океанах. Нет сомнений в том, что строение земной коры и верхней мантии специфично под всей системой срединноокеанических хребтов. Мощность земной коры по сравнению с океаном здесь несколько понижена и составляет 3,7 км/сек. Сейсмические скорости в коре и в подкоровых частях мантии также ниже «нормальных», т. е. соответственно 5,8 км/сек и 7,3 км/сек (рис. 3).

Кондуктивный тепловой поток в области островных дуг и океанических хребтов имеет повышенное значение.

Особенно резко это явление выражено в области океанических хребтов. Многочисленные измерения показали, что в узкой зоне, примыкающей непосредственно к оси хребта, величина теплового потока в 6—7 раз превышает среднее (и довольно однообразное по всей поверхности планеты) значение. В области островных дуг такие измерения и оценки немногочисленны, но они также указывают на примерно удвоенное значение теплового потока.

Как видим, островные дуги и срединноокеанические хребты имеют ряд специфических черт, которые в какой-то мере сближают эти две главные вулканические структуры.

Но, конечно, эти структуры отнюдь не однозначны. Прежде всего близок, но не идентичен их вулканизм: в области островных дуг изливаются лавы только известково-щелочного типа, а на океанических хребтах, пожалуй, преобладают щелочные разновидности, хотя развиты также и известково-щелочные лавы.

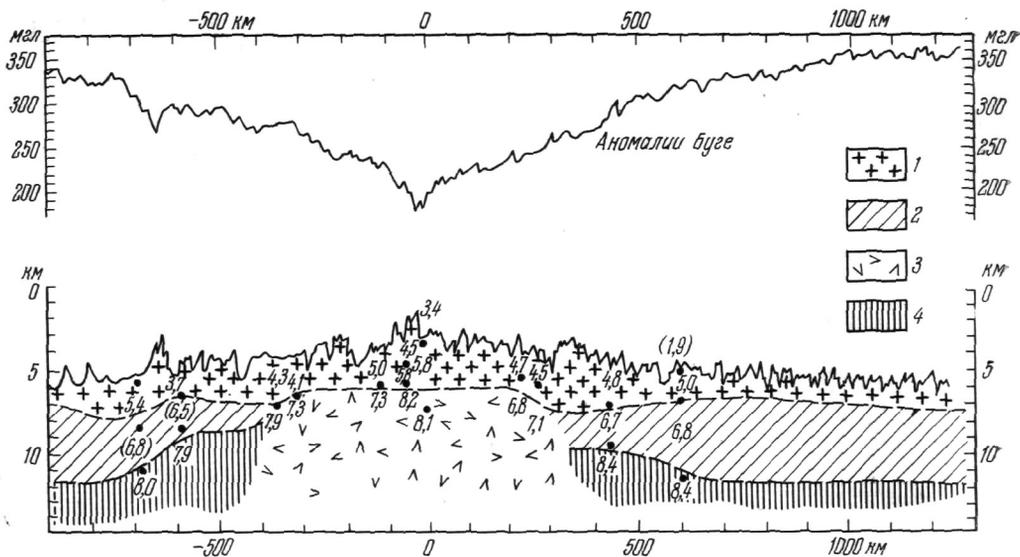


Рис. 3. Гравитационные аномалии и структура Срединно-Атлантического хребта по сейсмическим данным (Talwani и др., 1965)

1 — верхний слой земной коры; 2 — «океанический слой»; 3 — слой с сейсмической скоростью 7,3 км/сек; 4 — мантия. Вертикальный масштаб увеличен в 40 раз

Тепловой поток в области островных дуг, по-видимому, никогда не достигает тех высоких значений, которые характерны для океанических хребтов.

Скорости в подкоровой части мантии имеют пониженные значения в тех и других структурах, но, если судить по гравиметрическим данным (Talwani и др., 1965), мощность этого слоя под океаническими хребтами гораздо меньше.

Существует мнение, что пониженные скорости в подкоровых частях мантии вызваны своеобразным «смешиванием» вещества земной коры и мантии (Скок, 1962). Однако выражение «смесь коры и мантии» кажется нам неудачным. Нам представляется, что пониженные скорости отображают особое, «напряженное», физико-химическое состояние верхней мантии, отличающееся от «инертной» мантии других районов.

Возвращаясь к характеристике геофизических полей, мы должны отметить, что резко различен также характер сейсмичности островных дуг и океанических хребтов: в области островных дуг глубина землетрясений увеличивается по направлению от океана под континент, и именно здесь расположены и наиболее сильные, и наиболее глубокие землетрясения (до 700 км). Район океанических хребтов также сейсмичен (в отличие от асейсмичных частей ложа океана), но сейсмичность здесь слабее, чем в островных дугах, а глубина землетрясений не превышает 60 км.

Существенно иное распределение гравитационных аномалий (в редукции Буге): над срединноокеаническими хребтами наблюдается слабовыраженный симметричный минимум положительных аномалий — от +400, +450 мгал над открытым океаном до +150, +200 мгал над хребтом.

В области островных дуг картина сложнее. По направлению от океана к островной дуге аномалии Буге резко и быстро убывают и над глубоководным желобом могут достигать отрицательных значений. В районе Пуэрто-Рико на отрезке в 100 км наблюдается градиент аномалий более 500 мгал. Между глубоководным желобом и островной дугой отмеча-

ются небольшие положительные и отрицательные аномалии, а над континентом — аномалии близки к нулю ( $\pm 50$  мгл).

Из рассмотрения особенностей вулканизма строения земной коры и верхней мантии, а также из характеристики геофизических полей видно, что между океаническими хребтами и островными дугами все же больше сходства и меньше различий, чем между этими структурами, с одной стороны, и платформами океанов и континентов, с другой.

По-видимому, в верхней мантии под островными дугами и под океаническими хребтами имеют место в какой-то мере сходные, но далеко не идентичные процессы.

## **ВУЛКАНИЗМ И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ**

До недавнего времени при объяснении разнообразия лав в вулканологии безраздельно господствовало мнение о доминирующей роли процессов контаминации и ассимиляции. Несколько лет назад автор стал развивать идею о прямой связи вулканизма с верхами мантии и о незначительном влиянии земной коры на петрохимические особенности вулканизма. Такую же точку зрения поддерживают и развивают у нас, например, Ю. М. Шейнман, а за рубежом — Гордон Макдональд.

Некоторая часть геологов и вулканологов возражает против такой точки зрения. Сторонники ассимиляционных и контаминационных причин разнообразия лав приводят известково-щелочные лавы островных дуг в качестве примера гибридизма.

Рассмотрим с этой точки зрения Камчатско-Курильскую дугу: сейчас, в итоге работ по МГГ, она изучена лучше других дуг. Мощность и строение земной коры здесь весьма неоднородны. Типично континентальная кора Камчатки и Северных Курил сменяется субокеанической корой в центре Курил; здесь, в районе о-ва Симушир, океаническая кора подходит почти вплотную к островной дуге. Далее к югу появляется так называемый субконтинентальный тип коры (Косминская и др., 1963). Однако, несмотря на столь резкое различие в строении коры, все без исключения вулканические породы относятся к одному и тому же петрохимическому типу (Горшков, 1960). Одинаковый химизм и одинаковый минералогический состав имеют не только базальты, но и дацитовые пемзы Камчатки и Центральных или Южных Курил, хотя никаких возможностей ассимиляции кислого материала в этой части Курильских островов нет.

Таково же положение в западной части Алеутских островов, а такие острова, как Марианские или Тонга, лежат прямо на океанической коре, что никоим образом не отражается на их принадлежности к «крамольному» в этих условиях известково-щелочному типу.

Общими для всех вулканических дуг остаются характер вулканизма и особенности строения верхней мантии.

Быть может, не столь явно на первый взгляд, но столь же определенно при ближайшем рассмотрении выступает независимость особенностей вулканизма от коры и в других крупных единицах — океанах, континентальных платформах и океанических хребтах.

Всюду, за очень редкими исключениями, вулканизм выступает как «сквозькоровой» процесс. Всяду очаги питания вулканов лежат за пределами земной коры — в верхних частях мантии. Состав вулканических лав практически не зависит от состава пород земной коры; иначе говоря, роль ассимиляции и контаминации на пути магмы вверх оказывается весьма скромной. Источником разнообразия лав является сама магма и происходящие в ней процессы. Таким образом, вулканические породы могут рассматриваться как производные от вещества верхней мантии. Иначе говоря, вулканизм является своего рода индикатором состава и состояния подкорковых частей мантии.

## **СХЕМА ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНИЗМА И РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

В настоящее время, быть может, еще преждевременно делать какие-либо конкретные выводы о составе и процессах в мантии, исходя из явлений вулканизма. Выявленные связи носят слишком общий характер, а дальнейшие исследования могут в значительной мере изменить некоторые довольно существенные детали.

В самом общем виде можно сказать следующее: в настоящее время первичным можно рассматривать океанический вулканизм, имеющий источник в астеносфере на глубине порядка 60 км. Относительно неглубокое залегание слоя астеносферы обуславливает широкое развитие подводного вулканизма на океанических платформах.

В отдельных случаях, причина возникновения которых совершенно неясна, начинается процесс глубинной дифференциации вещества мантии типа зонной плавки. Этот процесс имеет две ветви: в одних случаях, когда процесс захватывает самые верхи мантии, существенной перестройки земной коры не происходит и возникают образования типа океанических хребтов.

Астеносферный слой в верхах мантии, по-видимому, нарушается, и вверх прямо к поверхности Мохоровичича как бы «всплывает» слой вещества с пониженной плотностью и с пониженными сейсмическими скоростями. Одновременно сильно возрастает тепловой поток.

В случае, если процесс дифференциации захватывает большие глубины, возникают образования типа островных дуг с последующей перестройкой строения земной коры от океанического к континентальному типу.

Внутримантийный астеносферный слой (или слой Гутенберга) разрушается и вверх — к поверхности Мохоровичича также «всплывает» слой вещества с пониженными сейсмическими скоростями. Однако в этом случае вещество «всплывает» с больших глубин.

Происходит резкая смена характера вулканизма от океанического к континентальному известково-щелочному. Это изменение значительно опережает по времени процесс перестройки коры, и новая островная дуга может закладываться прямо на океанической коре. Известково-щелочные лавы продолжают генерироваться в течение всего времени глубинной дифференциации. Как правило, в это же время происходит полная перестройка типа земной коры. Процесс дифференциации, постепенно затухая, по-видимому, может продолжаться и после окончания перестройки коры; во всяком случае, известково-щелочной характер лав нередко сохраняется и в сформированных молодых горных системах. С окончанием фазы известково-щелочного вулканизма слой «активизированной» подкоровой мантии исчезает, а верхняя граница астеносферы в платформенных континентальных условиях «опускается» на глубину до 120 км. Источник континентального вулканизма лежит гораздо глубже, чем в океане, и поэтому проявления континентального вулканизма, в общем, слабее.

Судя по постепенной смене в пространстве известково-щелочных лав лавами щелочными континентальными, подкоровый астеносферный слой островных дуг может постепенно переходить во внутримантийную континентальную астеносферу. Со стороны океана граница различного типа астеносферы идет по резкой границе вдоль фокальной поверхности.

Можно не сомневаться, что состав подкоровых частей мантии в области океанов, континентов, островных дуг и океанических хребтов будет различным.

Тезис о связи вулканизма непосредственно с верхней мантией и о его «сквозькоровом» характере представляется нам весьма перспективным.

Действительно, сейчас разрабатывается проект сверхглубокого бурения—«проект Мохо». Выполнение этого проекта, несомненно, явится крупнейшим вкладом в геологию и геофизику. Но мы имеем сотни вулканов — этих природных буровых, уходящих на глубины в десятки километров. Мы еще не умеем использовать тот вещественный материал, который поставляют нам вулканы. А ведь каждый образец лавы несет в себе информацию о составе и состоянии вещества на тех глубинах, которые вряд ли будут достигнуты буровыми скважинами, по крайней мере при жизни нашего научного поколения.

Нужно научиться извлекать эту богатую информацию, но для этого необходимо ставить специальные геологические, геофизические и геохимические исследования, имея в виду определенную научную концепцию. По образному выражению бывшего директора Гавайской вулканологической обсерватории проф. Г. А. Макдоналда, вулканы являются теми окнами, через которые мы можем заглянуть в недосыгаемые глубины Земли.

Действительно, изучение вулканизма может послужить одним из самых мощных средств для познания глубин нашей планеты, но для реализации этого положения нужны целеустремленные геолого-геохимико-геофизические исследования и широкая научная кооперация.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1963.
- Горшков Г. С. Четвертичный вулканизм и петрохимия современных лав Курильских островов.— Докл. сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 13, 1960.
- Горшков Г. С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли.— В сб.: «Петрохимические особенности молодого вулканизма», Изд-во АН СССР, 1963а.
- Горшков Г. С. Петрохимия вулканических пород в связи с образованием островных дуг.— В сб.: «Общие вопросы геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», 1963б.
- Горшков Г. С. Явления вулканизма и верхняя мантия.— В сб.: «Химия земной коры», 1964, т. 2.
- Заварицкий А. Н. О вулканах окрестностей Мергеня и их лавах.— В кн.: «Академику В. А. Обручеву к 50-летию научной деятельности», 1939.
- Салтыковский А. Я. О некоторых петрохимических особенностях щелочных оливиновых базальтов континентов и океанов.— Сов. геология, 1963, № 10.
- Косминская И. П., Зверев С. М., Вейцман П. С., Тулина Ю. В., Кракшина Р. М. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1963, № 1.
- Федотов С. А. О поглощении поперечных сейсмических волн в верхней мантии и энергетической классификации близких землетрясений с промежуточной глубиной очага.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1963, № 6.
- Федотов С. А., Аверьянов В. Н., Багдасарова А. М., Кузин И. П., Тараканов Р. З. Некоторые результаты детального изучения сейсмичности южных Курильских островов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1961, № 5.
- Федотов С. А., Кузин И. П. Скоростной разрез верхней мантии в области южных Курильских островов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1963, № 5.
- Федотов С. А., Матвеева Н. Т., Тараканов Р. З., Яновская Т. Б. О скоростях продольных волн в верхней мантии в области Японских и Курильских островов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1964, № 8.
- Шейман Ю. М. О связях между типами магм и тектоникой.— Сов. геология, 1964, № 2.
- P. E., Gass J. G., Harris P. G., Le Maitre R. W. The volcanological report of the Royal Society Expedition to Tristan da Cunha, 1962.— Philos. Trans. R. S. Lond. ser. A, 1964, v. 256, No 1075.
- Berg. J. W., Cook K. L., Narans Jr. H. D., Dolan W. M. Seismic investigation of crustal structure in the Eastern part of the Basin and Range province.— Bull. Seism. Soc. Amer., 1960, v. 50, No 4.
- Cook K. L. The problem of the mantle-crust mix; lateral inhomogeneity in the uppermost part of the Earths Mantle.— Advances in Geophys., 1962, v. 9.

- Dorman J., Ewing M., Oliver J. Study of shear-velocity distribution in the upper mantle by mantle Rayleigh waves.—Bull. Seism. Soc. Amer., 1960, v. 50, No 1.
- Eiby G. A. The structure of New Zealand from seismic evidence.—Geol. Rundschau, 1958, N 2.
- Ewing J. and Ewing M. Seismic-refraction measurements in the Atlantic Ocean basins, in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic Ridge, and in the Norwegian Sea.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, v. 70, No 3.
- Gorshkov G. S. Petrochemical features of volcanism in relation to the types of the Earth's crust. The Crust of the Pacific Basin.—Amer. Geoph. Un., Geoph. Monogr., 1962. N 6.
- Gutenberg B. Low-velocity layers in the Earth's mantle.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, v. 65.
- Hodgson J. H. National Report for Canada: Seismology and physics of the Earth's interior, 1961—1962. Contributions from the Dominion Observatory. Ottawa, 1963, v. 5, No 19.
- Macdonald G. A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas.—J. Petrology, 1964, v. 5.
- Matuzawa T., Matumoto T., Asano Sh. The crustal structure as derived from observations of the second Hokoda explosion.—J. Seism. Soc. Japan, 1960, v. 13, No. 3.
- Mikumo T., Otsuka M., Utsu T., Terashima T., Okada A. Crustal structure in Central Japan as derived from Mobero explosion — seismic observations.—Bull. Earthquake Res. Inst., v. 39, pt. 2.
- Pakiser L. C. Structure of the crust and upper mantle in the Western United States.—J. Geophys. Res., 1963, v. 68, No 20.
- Talwani M., La Pichon X., Ewing M. Crustal structure of the Mid-Ocean Ridges. 2. Computed model for gravity and Seismic refraction data.—J. Geoph. Res., v. 70, No 2, 1965.
- Usami T., Mikumo T., Shima E., Tamaki I., Asano Sh., Asada T., Matuzawa T. Crustal structure in Northern district by explosion-seismic observation Bull. Earthquake Res. Inst., 1958, v. 36.