

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА И ЕГО СООТНОШЕНИЕ С ТЕКТОНИКОЙ

ГЛАВА V. ПЕТРОХИМИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД И ВЗАИМОСВЯЗЬ ХИМИЗМА С ТЕКТОНИКОЙ

Современное состояние вопроса и исходный материал

Анализ связи петрохимических характеристик серий вулканических пород со структурой коры позволяет подойти к причинной взаимозависимости обоих процессов — вулканизма и тектоники, отражающих особенности жизни верхней мантии.

Особенности химизма вулканических пород островных дуг и закономерности их развития, как общие, так и для отдельных районов, рассматривались многими авторами. Отметим работы А. Н. Заварицкого (1950), Р. ван Беммелена (1957), Х. Куно (Кипо, 1953, 1959, 1960, 1966), Г. С. Горшкова (1963, 1964, 1967), С. Танеды (Taneda, 1962). И. Кавано, К. Яги, К. Аоки (Kawano, Yagi, Aoki, 1961), И. Кацуи (Katsui, 1954, 1961, 1963), В. К. Ротмана (1963а, 1963б), автора (Эрлих, 1966). В настоящее время общепризнаны следующие основные положения, в которых отражены главные черты химизма пород вулканических поясов островных дуг.

1. Общий известково-щелочной характер серий вулканических пород.
2. Обогащение базальтов известково-щелочным плагиоклазом, относительная насыщенность их кремнекислотой.
3. Независимость характера серии от мощности земной коры.
4. Наличие общей поперечной зональности — возрастание щелочности по мере удаления от границы океан — континент по направлению к тыловой части вулканических поясов, вплоть до появления щелочных провинций у внутренней границы островных дуг.
5. Возрастание известковистости пород в ходе развития вулканизма островных дуг, в результате чего они принимают все более отчетливо выраженный тихоокеанский характер. Вулканические породы островных дуг принадлежат к известково-щелочной серии¹. Значительная дифференцированность продуктов вулканизма в пределах отдельных аппаратов и обилие среди вулканических пород андезитов было настолько типичным для вулканических поясов островных дуг, что именно этот признак был положен в основу определения их отличий от смежных вулканических поясов внутриокеанических и внутриконтинентальных структур. Так родился термин «андезитовая линия». Дальнейшие исследования показали, что в зависимости от геолого-структурных условий характер вулканизма и соотношение среди его продуктов членов ряда базальт — липарит меняется в очень широких пределах. Ранее автором было показано отличие островных дуг нормального типа (Курилы) от структур типа раннего орогена (Камчатка) по характеру распределения вулканических пород по SiO₂. Параллельно рассматривались вопросы поперечной зональности в распределении различных по кислотности вулканических пород (Эрлих, 1966). Ю. М. Пущаровский (Пущаровский, Афремова, 1967) отметил в общей форме увеличение кислотности вулканических пород по мере возрастания «зрелости» вулканической области. Однако должная детальность и в то же время масштабность исследований отсутствуют по настоящее время.

Еще в первых работах, посвященных молодому вулканизму островных дуг, была отмечена характерная особенность распределения различных по химизму типов вулканических пород — присутствие в тыловой зоне подвижных систем провинций обогащенных калием пород «средиземноморского» типа (Умбгров, 1952; Беммелен, 1957). Позднее выяснилось, что нарастание щелочности вкост фронтов структур — общая особенность вулканических поясов островных дуг, которая проявляется и в поле развития пород известково-щелочной серии (Горшков, 1963; Набоко, 1963). Широкое распространение получил анализ особенностей состава базальтов. Х. Куно (Kuno, 1960, 1966) выделил среди базальтов островных дуг два ведущих типа — высокоглиноземистый и

¹ Термин «известково-щелочная серия» используется в его классическом понимании, сформулированном Р. Дэли и А. Пикоком, т. е. как ряд базальт — андезит — дацит — риолит с обогащением пород известковистым алюмосиликатом, в отличие от более узкой трактовки этого термина, предложенной Х. Куно (Kuno, 1966).

толеитовый— и сделал попытку проанализировать пространственное их распределение в связи с геоструктурными признаками.

Г. С. Горшков (1967), продолжая исследования характера нарастания количества щелочей в ходе дифференциации базальт-липаритовых серий, пришел к выводу о наличии двух типов наклона вариационных кривых вулканических пород островных дуг в проекции на плоскость asb на диаграмме А. Н. Заварицкого. На основании этого он говорит об «азиатском» и «американском» типах кривых, связывая их появление с наличием крупных неоднородностей в составе и строении верхней мантии. Аналогичное явление было отмечено автором на примере Курило-Камчатской провинции (Эрлих, 1966), однако различия типов кривых фиксировались для отдельных вулканов, из чего следовал вывод об отсутствии связи особенностей кривых с неоднородностями мантии и возникновении их в ходе дифференциации магмы при движении её к поверхности.

До последнего времени процессы ассимиляции служили универсальным объяснением всех наблюдаемых особенностей вулканизма подвижных поясов — как вариаций кислотности, так и практически любых Петрохимических особенностей пород и серий. Многие пытались использовать те или иные петрохимические индексы, как показатель степени контаминированности магмы, в частности щелочно-известковый индекс (индекс Пикока), соотношение K_2O/Na_2O в однотипных по кислотности породах, сериальный индекс А. Ритмана и т. д. Поэтому поистине революционным открытием было установление того факта, что область генерации магмы и очага питания вулканов лежит в подкоровой зоне, в пределах верхней мантии (Горшков, 1963, 1964, 1967). Подтвержденные экспериментальными работами последних лет (Петрология верхней мантии, 1968), эти данные привели к пересмотру представлений. Это открыло перед петрохимическим анализом принципиально новые возможности, в частности выявления двух групп петрохимических свойств: тех, которые отражают особенности состава и состояния верхней мантии, и тех, что возникают в ходе дифференциации магмы на пути к поверхности и, таким образом, парагенетически связаны с тектоникой коры. Определенные шаги на этом пути были сделаны в работах Г. С. Горшкова, Х. Куно, Е. К. Мархинина и автора. Однако достаточно полного, даже в первом приближении, анализа нет по настоящее время.

Неразработанными остаются даже вопросы классификации формаций базальт-липаритовой группы. Последнее во многом объясняется не слабой изученностью, а распыленностью материала, отсутствием сводок. Ю. А. Кузнецов (1964), автор лучшей из имеющихся работ по формационному анализу, считает возможным выделить лишь три формации: андезитовую, трахиандезитовую и липаритовую или порфиоровую. В качестве примера первой из них среди прочих приводятся вулканические провинции Камчатки и Курил (без какого-либо разделения), в качестве примера второй — вулканические районы Йеллоустонского парка и Сан-Франциско, третьей — районы Казахстана и Тянь-Шаня. Как видим, в первом и третьем случаях в основу классификации положена кислотность преобладающего типа пород, а во втором случае — несколько повышенная их щелочность и соответствующие петрографические признаки. Отметим, что подавляющее большинство районов, взятых в качестве «стратотипических» при выделении первых двух формаций, относятся к зонам четвертичного вулканизма, сохраняющим обобщенную характеристику «андезитовых поясов».

Ниже предпринимается попытка рассмотреть основные проблемы связи петрохимии вулканических пород и структуры. Основой для сводки имеющегося петрохимического материала послужили Каталоги активных вулканов различных районов, работы К. Оно (Chemical composition of volcanic rocks in Japan, 1982), И. Кавано, К. Яги, К. Аоки (Kawano, Yagi, Aoki, 1961), Х. Матсумото (Matsumoto, 1963), Дж. Сирла (Searle, 1960), Ф. Вольфа (Wolff, 1929), Г. С. Горшкова (1967), И. Кацуи (Katsui, 1954, 1961, 1963), автора (Эрлих, 1966). Общее количество использованных анализов 3000.

Были рассчитаны для каждой структурной зоны средние составы вулканических пород по интервалам через 4% SiO_2 и средние значения стандартных отклонений содержаний отдельных окислов. Стандартные отклонения не рассчитывались в тех случаях, когда число анализов было меньше 4. При расчете средних составов проводилась отбраковка анализов с содержанием воды более 2% и суммой менее 99% и более 101%. Результирующие значения были пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого (см. табл. 1-26). Средние составы не рассчитывались лишь для вулканических поясов тех районов, количество анализов для которых слишком мало (Филиппины, о-ва Сулу и Целебес, Тонга, Нов. Британия и т. д.).

Средние химические составы четвертичных вулканических пород Алеутских островов (по Г. С. Горшкову, 1967)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	52,3	53,8	58,4	63,4	69,8	48,5	53,4	59,5	63,9	77,0	51,6	53,9	59,1	65,4	73,9	46,6	61,0
TiO ₂	0,9	0,9	0,8	0,7	0,4	0,9	0,8	0,6	0,7	0,1	1,2	1,4	1,0	0,8	0,2	1,4	0,5
Al ₂ O ₃	18,3	18,6	18,0	16,8	15,3	18,0	18,2	17,4	16,7	13,7	17,4	17,4	16,6	15,7	13,5	18,8	18,6
Fe ₂ O ₃	2,9	3,0	2,9	1,8	1,4	4,5	4,4	4,1	3,0	0,5	3,6	2,8	2,5	1,9	0,9	6,2	3,9
FeO	6,5	5,8	4,1	3,9	2,2	6,3	4,8	3,1	2,4	0,5	6,7	7,2	5,6	4,1	1,6	5,1	1,2
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1
MgO	5,5	4,4	3,1	1,8	1,0	6,1	4,2	2,6	2,5	0,3	5,6	3,8	2,9	0,9	0,1	5,5	1,1
CaO	10,2	8,9	7,5	4,7	3,4	11,8	9,4	7,3	4,9	1,1	10,1	8,8	6,6	3,6	1,3	12,0	6,5
Na ₂ O	3,2	3,3	3,6	4,5	4,4	2,7	3,4	3,6	3,9	4,2	2,9	3,4	3,9	4,5	4,3	2,6	4,2
K ₂ O	0,9	1,1	1,4	2,2	2,0	1,0	1,2	1,6	1,7	2,5	0,9	1,1	1,6	2,9	4,1	1,6	2,9
<i>a</i>	8,5	9,2	10,2	13,0	12,5	7,7	9,6	10,5	11,1	12,2	7,9	9,2	11,0	13,7	14,6	8,5	13,9
<i>c</i>	8,2	8,2	7,2	4,7	3,8	8,4	7,7	6,6	5,8	1,2	7,9	7,3	5,7	3,5	1,4	8,7	5,6
<i>b</i>	22,8	19,4	14,2	9,5	5,4	27,1	20,0	13,7	9,5	4,2	24,0	19,8	15,0	8,1	2,6	26,7	8,8
<i>s</i>	60,5	63,4	63,4	72,8	78,3	56,8	62,7	62,2	73,7	82,4	60,2	63,7	68,3	74,7	81,4	56,2	71,5
<i>f'</i>	39	45	47	57	63	38	44	49	52	25	41	48	51	70	87	40	53
<i>m'</i>	42	40	38	33	31	39	36	33	46	12	40	33	33	19	8	36	21
<i>c'</i>	19	15	15	40	6	23	20	18	2	—	19	22	16	11	5	24	26
<i>n</i>	34	81	79	76	77	80	81	77	78	73	83	89	79	71	62	61	69

Параметры, по А. Н. Заварицкому

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,28	0,33	0,38	0,48	0,45	0,37	0,35	0,44	0,43	0,59	0,31	0,32	0,41	0,62	0,95	0,61	0,69
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ + +FeO	0,30	0,34	0,41	0,31	0,33	0,41	0,47	0,57	0,55	0,5	0,34	0,28	0,30	0,31	0,36	0,54	0,76
alkal	22,4	23,0	23,0	23,5	21,7	21,7	22,8	22,6	22,4	20,4	21,2	21,9	22,1	23,1	21,9	23,0	25,7

Примечание. Крысыи о-ва: 1—базальт, среднее из 4 анализов; 2—андезито-базальт, среднее из 7 анализов; 3—андезит, среднее из 17 анализов; 4—дацит, среднее из 7 анализов; 5—риодацит, среднее из 2 анализов. Андрияновские о-ва: 6—базальт, один анализ; 7—андезито-базальт, среднее из 9 анализов; 8—андезит, среднее из 8 анализов; 9—дацит, один анализ; 10—риодацит, один анализ. Лисьи о-ва: 11—базальт, среднее из 8 анализов; 12—андезито-базальт, среднее из 6 анализов; 13—андезит, среднее из 6 анализов; 14—дацит, среднее из 3 анализов; 15—риодацит, среднее из 3 анализов. О-в Богослава: 16—базальт, один анализ; 17—дацит, один анализ.

Средние химические составы четвертичных вулканических пород Олоторского прогиба

Оксиды	Интервал усреднения по SiO ₂													
	до 49,0 %		49,1—53,0%		53,1—57,0%		57,1—61,0%		61,1—65,0%		65,1—69,0%		69,1—73,0%	
	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ
SiO ₂	47,87	5,77	50,41	1,95	55,59	1,18	59,33	1,09	62,50	0,66	66,33	0,78	73,80	1,54
TiO ₂	1,63	1,55	1,49	0,43	0,78	0,30	0,76	0,24	0,76	0,27	0,60	0,14	0,15	0,13
Al ₂ O ₃	14,25	2,70	15,53	0,71	16,71	0,83	17,04	0,67	16,62	0,70	14,15	0,78	13,92	0,94
Fe ₂ O ₃	3,94	1,71	3,63	0,46	3,31	1,42	2,86	1,10	3,06	1,35	2,19	1,45	1,10	0,69
FeO	5,02	1,67	5,73	1,12	3,98	1,65	3,03	1,14	1,85	1,11	1,86	0,85	0,94	0,75
MnO	0,18	0,11	0,16	0,02	0,10	0,05	0,13	0,08	0,07	0,02	0,05	0,03	0,10	0,22
MgO	8,54	4,31	7,85	1,97	4,96	0,79	3,22	0,91	3,01	1,94	1,77	1,88	0,61	0,59
CaO	10,69	4,84	8,45	0,68	7,52	1,34	6,00	0,97	4,26	0,12	3,41	0,88	0,94	0,61
Na ₂ O	2,71	1,05	3,39	0,43	3,53	0,17	4,11	0,69	3,60	1,69	3,62	0,79	3,48	1,70
K ₂ O	1,30	0,79	1,39	0,46	1,22	0,50	1,63	0,50	2,71	2,73	2,75	1,46	3,47	1,31
<i>Параметры, по А. Н. Заварицкому</i>														
s	56,20		59,40		65,80		69,70		74,00		76,20		80,60	
a	7,90		9,40		9,70		11,90		12,40		12,00		12,20	
c	5,50		5,50		6,70		5,70		5,00		4,00		1,04	
b	30,40		25,70		17,80		12,70		8,90		7,80		6,20	
Q	19,17		5,56		5,45		9,94		18,50		24,30		35,69	
c'	24,90		19,60		12,60		13,80		3,10		6,10		a' = 56,30	
m'	47,70		48,10		50,20		42,30		46,50		43,90		15,60	
f'	27,40		32,30		37,20		43,90		50,40		50,00		28,10	
n	75,86		76,80		81,16		76,47		65,51		68,18		60,22	
<i>Характерные величины</i>														
K ₂ O/Na ₂ O	0,48		0,41		0,35		0,40		0,75		0,76		1,0	
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +FeO	0,44		0,39		0,45		0,65		0,62		0,54		0,54	
alkal	18,26		20,07		21,44		22,80		22,61		21,31		20,87	
Среднее из:	12 анализов		7 анализов		7 анализов		11 анализов		5 анализов		8 анализов		8 анализов	

Средние химические составы четвертичных вулканических пород Среднего хребта

Оксиды	Интервалы усреднения по SiO ₂													
	до 49,0%		49,1—53,0%		53,1—57,0%		57,1—61,0%		61,1—65,0%		65,1—69,0%		69,1—73,0%	
	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ
SiO ₂	47,65	0,53	51,21	1,08	54,73	0,86	59,04	1,43	63,00	0,82	67,08	1,23	71,19	1,21
TiO ₂	0,88	0,45	1,03	0,41	1,03	0,35	0,98	0,33	0,66	0,18	0,49	0,20	0,29	0,07
Al ₂ O ₃	17,54	2,25	17,81	1,4	18,03	1,52	16,86	1,36	16,17	0,93	15,31	1,50	14,98	1,44
Fe ₂ O ₃	4,30	2,05	3,57	1,42	2,83	1,11	2,94	1,05	3,24	0,25	2,67	1,32	1,56	0,78
FeO	6,18	1,05	6,05	1,42	5,45	1,36	4,11	1,13	1,98	0,94	1,63	0,68	1,08	0,69
MnO	0,42	0,08	0,44	0,05	0,42	0,05	0,44	0,05	0,41	0,04	0,08	0,01	0,06	0,03
MgO	8,64	1,55	5,98	1,32	4,49	1,14	3,92	1,17	1,82	0,61	1,53	0,04	0,66	0,23
CaO	10,26	0,81	9,34	1,06	7,70	0,72	6,43	1,05	4,15	0,89	2,90	0,86	1,63	0,72
Na ₂ O	3,00	0,76	2,87	0,64	3,24	0,68	3,81	0,68	4,39	1,24	4,30	0,56	4,18	0,46
K ₂ O	0,88	0,53	1,21	0,42	1,57	0,55	1,96	0,41	2,91	0,43	3,06	0,66	3,62	0,68

Параметры, по А. Н. Заварицкому

s	56,20	60,50	65,40	69,20	73,50	76,90	80,30
a	8,30	8,60	9,80	11,30	13,40	13,60	14,90
c	7,80	7,70	7,90	7,10	4,30	3,20	1,50
b	27,70	23,20	16,90	12,40	8,00	6,20	3,30
Q	-12,04	-3,80	3,28	8,69	15,68	23,41	29,25
c'	18,00	16,10	11,40	6,10	40,30	a' = 9,80	a' = 16,32
m'	48,30	44,50	43,79	41,40	36,70	34,80	24,50
f'	33,70	39,40	44,90	52,50	52,40	55,40	59,20
n	76,27	77,42	76,08	75,30	70,10	67,00	64,20

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,29	0,42	0,48	0,51	0,66	0,71	0,87
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +FeO	0,41	0,37	0,35	0,42	0,62	0,62	0,59
alkal	21,37	21,90	23,35	24,63	23,22	22,70	22,60
Среднее из:	6 анализов	37 анализов	21 анализа	11 анализов	9 анализов	10 анализов	9 анализов

Средние химические составы четвертичных вулканических пород
Центральной Камчатской депрессии

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂									
	49,1—53,0%		53,1—57,0%		57,1—61,0%		61,1—65,0%		65,1—69,0%	
	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	
SiO ₂	51,48	0,92	54,66	1,14	59,12	1,08	62,64	1,01	65,89	
TiO ₂	1,02	0,30	0,99	0,32	0,79	0,22	0,54	0,15	0,33	
Al ₂ O ₃	17,02	2,04	17,58	1,33	17,50	1,09	16,65	1,04	15,61	
Fe ₂ O ₃	4,02	1,61	3,90	1,56	3,03	1,66	3,69	1,06	3,77	
FeO	5,53	1,25	4,81	1,39	2,75	1,46	2,16	0,88	1,28	
MnO	0,17	0,06	0,15	0,06	0,12	0,06	0,12	0,07	0,11	
MgO	6,55	1,77	4,43	1,32	3,30	1,11	2,60	0,82	2,71	
CaO	9,35	1,02	8,05	0,90	6,64	0,66	5,95	0,51	3,79	
Na ₂ O	2,99	0,58	3,41	0,61	3,68	0,46	3,61	0,56	3,90	
K ₂ O	1,26	0,47	1,41	0,49	1,56	0,51	1,57	0,31	2,28	

Параметры, по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	60,10	65,90	69,40	72,40	74,40
<i>a</i>	8,60	10,00	10,80	10,50	11,80
<i>c</i>	7,20	7,50	6,60	5,90	4,50
<i>b</i>	24,10	16,60	13,20	11,20	9,30
<i>Q</i>	-4,20	4,30	12,60	17,90	20,70
<i>c'</i>	16,60	14,70	11,00	10,40	1,50
<i>m'</i>	46,10	42,10	43,20	42,20	49,60
<i>f'</i>	37,30	43,20	45,80	47,40	48,90
<i>n</i>	78,70	78,50	77,90	77,90	72,90

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,42	0,41	0,42	0,43	0,58
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +FeO	0,42	0,45	0,53	0,63	0,74
alkal	21,27	20,77	22,76	20,88	21,79
Среднее из	67 анализов	48 анализов	41 анализа	12 анализов	4 анализа

Средние химические составы четвертичных вулканических пород Восточно-Камчатской зоны

Интервал усреднения по SiO₂

Орнслы	Интервал усреднения по SiO ₂															
	до 49,0%		49,1—53,0%		53,1—57,0%		57,1—61,0%		61,1—65,0%		65,1—69,0%		69,1—73,0%		73,1—77,0%	
	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ
SiO ₂	48,18	1,06	54,18	0,86	58,64	1,10	62,63	1,10	66,97	1,01	70,45	1,08	74,08	1,50		
TiO ₂	0,87	0,26	0,91	0,30	0,78	0,24	0,80	0,26	0,52	0,48	0,43	0,27	0,27	0,13		
Al ₂ O ₃	19,06	3,43	18,38	1,67	17,68	1,53	16,87	1,05	16,19	1,25	14,87	0,69	13,76	0,78		
Fe ₂ O ₃	6,72	3,85	3,64	1,18	3,26	1,31	2,71	1,15	1,78	0,85	1,53	0,59	1,01	0,33		
FeO	3,46	2,80	5,83	1,28	3,81	1,50	2,86	1,19	2,34	0,95	1,34	0,32	0,59	0,44		
MnO	0,16	0,04	0,15	0,06	0,13	0,09	0,12	0,05	0,09	0,08	1,10	0,07	0,03	0,02		
MgO	5,56	1,68	6,19	1,67	4,63	1,32	2,30	0,69	1,37	0,40	0,93	0,26	0,52	0,25		
CaO	11,57	1,23	9,41	0,83	6,71	0,90	5,16	0,71	3,86	0,58	2,92	0,69	1,53	0,67		
Na ₂ O	1,96	0,62	2,70	0,48	3,53	0,65	3,90	0,63	3,94	0,87	4,02	0,21	3,33	0,73		
K ₂ O	0,67	0,25	0,96	0,44	1,41	0,59	1,98	0,52	1,98	0,73	2,67	0,47	3,67	1,37		
<i>Параметры, по А. Н. Заварицкому</i>																
s	59,30		60,30		65,40		72,80		77,20		79,40		82,00			
a	5,60		7,50		8,60		12,20		11,60		12,10		12,20			
c	7,50		8,80		8,20		5,30		4,60		3,20		1,80			
b	27,60		23,40		17,80		9,70		6,67		5,30		4,00			
Q	0,20		—3,27		5,42		15,95		36,68		31,40		38,17			
c'	26,90		11,50		10,70		8,50		a' = 11,45		6,30		a' = 48,40			
m'	37,90		44,80		44,30		39,00		33,30		34,20		32,30			
f'	35,20		43,70		45,00		52,50		55,30		59,50		19,30			
n	84,20		81,50		78,70		73,86		75,40		72,22		57,68			
<i>Характерные величины</i>																
K ₂ O/Na ₂ O	0,34		0,36		0,39		0,51		0,50		0,66		1,1			
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +FeO	0,66		0,38		0,40		0,49		0,43		0,53		0,63			
alkal	22,09		22,04		22,21		22,03		22,12		20,41		20,76			
Среднее из:	7 анализов		44 анализов		40 анализов		38 анализов		13 анализов		6 анализов		5 анализов			

**Средние химические составы четвертичных вулканических пород
Северных Курил**

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂										
	до 49,0 %		49,1-53,0 %			53,1-57,0 %		57,1-61,0 %		61,1-65,0 %	
	X	б	X	б	X	б	X	б	X	б	
SiO ₂	47,40	1,35	50,81	1,02	54,96	1,19	58,82	1,24	62,42	0,99	
TiO ₂	0,91	0,40	0,71	0,22	0,70	0,14	0,61	0,13	0,62	0,09	
Al ₂ O ₃	18,92	2,17	19,58	1,78	18,40	0,86	18,01	0,93	7,02	0,51	
Fe ₂ O ₃	4,57	1,43	4,40	1,70	3,88	0,85	3,28	0,94	2,88	0,64	
I	5,66	1,29	5,07	1,24	4,54	0,98	3,59	0,99	2,91	1,09	
FeO	0,11	0,07	0,13	0,07	0,01	0,75	0,10	0,06	0,08	0,06	
	6,36	2,60	4,41	0,98	3,78	0,66	2,82	0,51	2,09	0,43	
MnO	11,20	1,57	10,28	0,98	8,12	0,98	6,82	0,84	6,83	0,67	
MgO	2,20	0,40	2,41	0,45	2,53	0,42	2,54	0,74	2,91	0,55	

Параметры, по А. Н.Заварицкому

5	58,00	62,20	66,70	71,30	73,30
<i>a</i>	6,40	7,30	8,10	8,50	9,20
<i>c</i>	10,50	9,50	9,00	8,50	7,10
<i>Ъ</i>	25,10	21,00	16,20	11,70	10,40
<i>O</i>	—7,42	0,30	8,42	17,10	21,10
<i>c'</i>	16,70	15,10	8,90	2,30	13,60
<i>m'</i>	44,60	39,20	41,80	39,90	35,40
Г	38,70	45,70	49,30	57,80	51,00
<i>n</i>	79,50	78,00	71,40	66,60	78,30

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,36	0,42	0,59	0,74	0,63
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +FeO	0,45	0,46	0,46	0,48	0,50
alkal	21,52	22,15	22,42	22,42	21,77
Среднее из:	14 анализов	22 анализов	46 анализов	46 анализов	12 анализов

**Типы ассоциаций пород ряда базальт — липарит в
тектонически различных районах**

Обратимся прежде всего к вопросу о зависимости площадного распространения вулканических пород ряда базальт — андезит — дацит — липарит от тектонических условий. Эти данные в совокупности с анализом петрохимических особенностей дают возможность рассмотреть проблемы продольной и поперечной зональности в распределении различных типов вулканических пород.

К сожалению, достоверные данные об объемах и площадях распространения типов вулканических пород или комплексов по крупным регионам практически отсутствуют. Нет и достаточно надежных геологических карт, которые позволили бы провести подобный анализ. Поэтому приходится опираться на оценку качественных описаний и дополнить ее анализом кривых распределения проанализированных образцов вулканических пород по содержанию SiO₂. При достаточно большом количестве образцов и корректировке данными качественных описаний этот метод можно использовать как аналог точечного опробования. По данным качественных описаний можно не только надежно корректировать кривые распределения, но и, что особенно важно, достаточно надежно установить факт отсутствия тех или иных типов вулканических пород в отдельных районах.

Средние химические составы четвертичных вулканических пород Централь-
ных Курил

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂									
	49,1-53,0%		53,1-57,0%		57,1-61,0%		61,1-65,0%		65,1-69,0%	
	X	δ	X	δ	X	δ	X	δ	X	
SiO ₂	50,86	1,28	54,80	1,20	58,87	1,13	63,37	1,33	65,49	
TiO ₂	1,11	0,16	1,08	0,20	0,90	0,31	0,15	0,07	0,74	
Al ₂ O ₃	18,37	2,06	17,68	1,15	16,86	1,23	16,16	0,72	15,28	
Fe ₂ O ₃	3,71	1,58	3,55	0,81	3,65	1,04	3,01	0,91	2,48	
FeO	6,63	1,21	5,22	1,37	3,88	0,83	3,00	0,96	3,29	
MnO	0,21	0,05	0,19	0,03	0,17	0,07	0,17	0,02	0,17	
MgO	5,10	0,60	4,31	0,47	3,29	0,51	2,28	0,33	1,75	
CaO	10,01	0,83	8,39	0,94	7,38	0,47	5,38	0,77	4,77	
Na ₂ O	2,46	0,49	3,02	0,43	3,29	0,34	3,70	0,25	4,02	
K ₂ O	0,66	0,23	0,99	0,38	1,09	0,40	1,02	0,31	1,41	
<i>Параметры, по А. Н. Заварицкому</i>										
\$	61,20		65,40		69,00		73,40		74,80	
a	7,20		8,10		9,00		9,90		10,90	
c	9,20		8,10		8,30		6,00		4,80	
Ь	22,40		18,40		13,70		10,70		9,50	
O	—1,42		6,17		11,58		21,04		23,12	
c'	14,40		13,00		6,60		11,00		11,40	
m'	40,63		41,00		41,60		36,10		31,40	
Г	45,00		46,00		51,80		52,90		57,20	
n	88,23		82,75		81,53		84,50		81,25	
<i>Характерные величины</i>										
K ₂ O/Na ₂ O	0,25		0,33		0,33		0,27		0,34	
Fe ₂ O ₃ /FeO + FoO	0,30		0,41		0,48		0,50		0,41	
alkal	21,49		21,69		21,24		20,88		20,71	
Среднее из:	9 анализов		14 анализов		15 анализов		5 анализов		3 анализа	

На островных дугах, выдвинутых в сторону океана (подвижные тектонические системы типа Бонин), кривая распределения вулканических пород по SiO₂ носит асимметричный характер. Главный пик располагается в области пород с содержанием 49—53% SiO₂ (до 38% общего количества проанализированных образцов). Общее количество базальтов, с учетом тех их разновидностей, которые содержат 45—49% SiO₂, превышает 45%. Общее количество андезитов и андезито-дацитов в интервале 53—65% SiO₂ превышает 40%. На долю пород с содержанием SiO₂ более 65% приходится около 15% (рис. 43). Сложный характер кривой обусловлен присутствием в рассматриваемых тектонических системах вулканов двух основных типов. Наиболее распространены базальтовые стратовулканы и щитообразные вулканы при подчиненном количестве стратовулканов, сложенных породами базальт-андезитовой серии. Породы с содержанием SiO₂ более 65% представлены пемзами, выбросы которых связаны с вулканами щитообразного типа. Зональности в распределении вулканов различного типа не отмечается. Характерной чертой состава базальтов является резко пониженное содержание в них щелочей и алюминия (даже в порфириновых разновидностях пород) при пониженной основности и высоком содержанием темноцветных компонентов. Так, Na₂O + K₂O в базальтах дуги Тонга-Кермадек 2,4% (Wolff, 1929), Мариан-Бонинской дуги — 2,25%, Южно-Сандвичевых островов — 2,3% (Baker, 1968) при содержании Al₂O₃ 14—16% и значении параметра Ъ (сумма феррических компонентов в пересчете по методу А. Н. Заварицкого) до 30—35. В целом эти базальты близки к нормальным толеитам.

Кривая распределения вулканических пород островных дуг нормального типа (подвижные тектонические системы типа Курил) носит симметричный характер. Главный пик соответствует андезито-базальтам и андезитам (53—57% SiO₂). Общее количество андезито-базальтов, андезитов и андезито-дацитов составляет 60—70% всей массы вулканических пород. Базальтов не более 20% общего количества. Породы с содержанием SiO₂ более 69% практически повсеместно отсутствуют. Единичные проявления кислого вулканизма отмечены в участках островных дуг, обладающих максимальной тенденцией к поднятию в четвертичное время, в частности на Южных Курилах и о. Симушир (кальдеры Головкина, Заварицкого). Базальты островных дуг нормального типа относятся к переходным разновидностям высокоглиноземистых базальтов. Щелочей в них 2,5—3,5% при

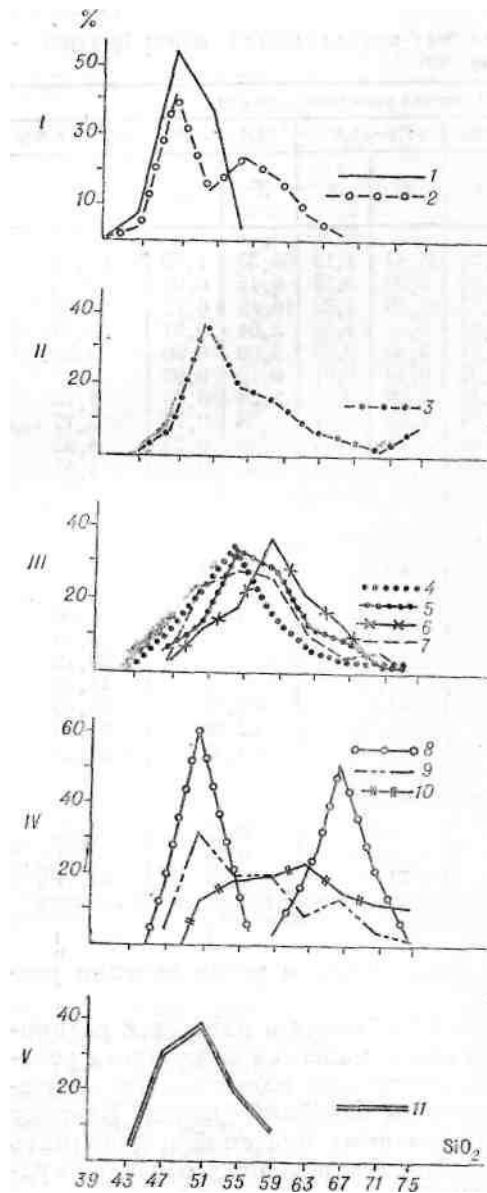


Рис. 43. Характер распределения четвертичных вулканических пород по SiO_2 в различных типах тектонических подвижных систем. Римские цифры обозначают типы тектонических подвижных систем и соответствуют рис. 36.

1 — Гавайские острова (по данным Macdonald, Katsura, 1964) — 85 анализов; 2 — остров Тристан да Кунья (по данным Baker e. a., 1964) — 48 анализов; 3 — зона Изу-Бонин — 113 анализов; 4 — Ява — 79 анализов; 5 — восточная часть Зондской дуги — 31 анализ; 6 — Рюкю — 27 анализов; 7 — Курилы — 337 анализов; 8 — базальтовая формация Камчатки (левый пик — 45 анализов) и формация кислых вулканических пород Камчатки (правый пик — 30 анализов); 9 — Камчатка (в целом) — 620 анализов; 10 — Суматра — 86 анализов; 11 — Западно-Камчатская щелочная провинция — 26 анализов.

содержанию Al_2O_3 17—19%. Основность базальтов сравнительно с теми, которые развиты на островных дугах типа Бонин, понижается: параметр b не превышает 25, редко достигая 30.

В целом можно говорить о проявлении на нормальных островных дугах типа Курил андезитовой (или, правильнее, базальт-андезитовой) серии. Однако характер вулканов этой серии резко изменяется в зависимости от положения в пределах дуги. Прежде всего, это относится к поперечной зональности в распределении вулканов. Во внешней и центральной частях вулканических поясов широко развиты андезитовые стратовулканы с многочисленными латеральными экструзивными куполами и андезитовые кальдера-вулканы типа Кракатау. В тыловой части обычны бескальдерные стратовулканы андезитового и базальтового

состава. При этом если андезиты страто- и кальдера-вулканов внешней части пояса представлены двупироксеновыми разностями и амфибол присутствует лишь в породах, слагающих экструзивные купола, то в андезитах вулканов внутренней его части роговая обманка является основным минералом, слагающим фенокристаллы. Это явление описано для вулканов Курильской гряды Г. С. Горшковым (1967). Широкое развитие в тыловых частях островных дуг базальтовых стратовулканов отмечалось мной (Эрлих, 1966).

Таблица 8

Средние химические составы четвертичных вулканических пород Южных Курил

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂													
	до 49,0 %		49,1—53,0 %		53,1—57,0 %		57,1—61,0 %		61,1—65,0 %		65,1—69,0 %		69,1—73,0 %	
	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ
SiO ₂	47,63	1,05	51,50	0,83	55,13	1,05	58,51	1,02	63,01	1,15	66,61	1,09	69,96	0,65
TiO ₂	0,91	0,40	0,96	0,15	0,9	0,27	0,99	0,48	0,88	0,49	0,69	0,69	0,65	0,65
Al ₂ O ₃	18,82	2,14	17,67	1,56	17,77	1,57	16,63	1,06	16,04	0,97	14,66	1,09	14,58	1,58
Fe ₂ O ₃	4,76	1,26	3,76	0,28	3,48	1,34	3,83	1,46	4,04	1,49	2,16	1,09	1,63	1,63
FeO	5,58	1,26	7,22	1,02	5,54	1,13	4,44	1,38	2,58	0,98	2,44	1,09	1,86	1,86
MnO	0,11	0,07	0,72	1,34	0,15	0,09	0,18	0,12	0,13	0,05	0,15	0,05	0,70	0,70
MgO	6,19	2,52	4,46	0,53	4,09	0,78	3,20	0,59	2,20	0,62	1,49	0,62	0,67	0,67
CaO	10,97	1,30	10,27	1,03	8,82	0,79	7,51	0,66	5,84	0,44	4,13	0,44	5,50	5,50
Na ₂ O	2,26	0,34	2,30	0,42	2,66	0,42	2,88	0,56	2,95	0,52	3,61	0,52	4,01	4,01
K ₂ O	0,90	0,23	0,79	0,34	0,81	0,39	0,91	0,43	1,03	0,40	1,09	0,40	0,70	0,70

Параметры, по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	58,20	61,70	65,80	69,30	75,60	78,00	79,90
<i>a</i>	6,70	6,50	7,20	8,00	8,40	9,80	9,90
<i>c</i>	10,00	9,00	8,70	7,40	6,60	5,10	4,20
<i>b</i>	25,10	22,80	18,30	15,30	9,40	7,10	6,00
<i>Q</i>	-6,83	1,25	8,20	15,09	27,86	40,43	35,80
<i>c'</i>	16,10	17,30	12,80	12,80	7,60	<i>a'</i> =2,00	<i>a'</i> =20,20
<i>m'</i>	44,40	34,10	39,30	36,10	65,90	61,70	18,00
<i>f'</i>	39,50	48,60	47,80	51,10	26,50	36,30	61,80
<i>n</i>	78,26	80,43	82,35	82,45	80,50	82,85	90,20

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,40	0,34	0,30	0,31	0,35	0,30	0,17
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +FeO _т	0,46	0,35	0,39	0,47	0,61	0,47	0,46
alkal	21,98	20,76	21,24	20,42	20,02	19,36	19,29
Среднее из:	13 анали- зов	7 анали- зов	37 ана- лиз	24 ана- лиз	13 ана- лиз	14 ана- лиз	2 ана- лиз

суоконтинентальной на Кунашире — и группе до субокеанической на Симушире. Этот очень важный факт, по всей видимости, свидетельствует

Таблица 9

Средние химические составы четвертичных вулканических пород Северо-Восточного Хоккайдо

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂											
	49,1—53,0%		53,1—57,0%		57,1—61,0%		61,1—65,0%		65,1—69,0%		69,1—73,0%	
	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ
SiO ₂	51,63	1,48	55,42	1,25	59,03	1,24	63,87	1,14	66,75	0,93	70,96	1,30
TiO ₂	0,95	0,15	0,95	0,24	0,67	0,17	0,61	0,25	0,59	0,15	0,43	0,15
Al ₂ O ₃	18,91	1,08	17,21	1,13	17,42	0,92	15,72	0,61	15,03	0,39	13,73	0,98
Fe ₂ O ₃	3,07	0,65	3,24	0,39	3,21	0,79	2,61	0,57	2,21	0,20	1,87	0,61
FeO	6,87	0,67	5,97	1,89	4,53	1,42	3,51	1,09	2,72	0,50	1,78	0,50
MnO	0,24	0,14	0,15	0,06	0,17	0,22	0,14	0,10	0,13	0,07	0,10	0,06
MgO	3,95	0,47	3,83	0,50	3,00	0,56	1,72	0,48	1,46	0,28	0,85	0,21
CaO	10,69	0,97	8,49	0,73	7,01	0,79	5,13	0,67	4,46	0,20	3,03	0,49
Na ₂ O	2,31	0,47	2,64	0,21	2,98	0,53	3,61	0,16	3,82	0,27	3,75	0,35

Параметры, по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	63,60	66,20	70,20	74,90	77,40	80,40
<i>a</i>	6,30	7,60	8,30	10,20	10,10	10,70
<i>c</i>	10,30	8,10	7,90	5,60	5,10	3,70
<i>b</i>	20,80	18,10	13,60	9,30	7,40	5,20
<i>Q</i>	3,77	9,00	15,91	23,56	29,42	35,73
<i>c'</i>	16,90	14,50	6,80	7,40	4,62	<i>a'</i> =6,60
<i>m'</i>	34,60	36,90	38,50	31,40	33,33	27,60
<i>f'</i>	48,50	48,60	54,70	61,20	62,03	65,80
<i>n</i>	88,00	77,80	79,70	79,40	83,56	75,95

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,24	0,42	0,38	0,39	0,28	0,49
Fe ₂ O ₃ /FeO+FeO	0,31	0,35	0,41	0,43	0,43	0,51
alkal	21,78	20,97	21,48	20,79	19,94	10,31
Среднее из:	6 анали- зов	12 анали- зов	29 анали- зов	6 анали- зов	8 анали- зов	5 анали- зов

Примечание. Расчет производился суммарно для вулканов рядов Токачи-Дайсетсу и Ширетого-Акан.

о том, что тектоническое поднятие и изменение характера магматических выплавов опережают процесс роста коры и являются, таким образом, главным показателем тенденции развития тектонической системы.

Кривая распределения вулканических пород по SiO₂ для подвижных тектонических систем типа Камчатки резко асимметрична. Начинаясь в области базальтов, она охватывает весь интервал кислотности ряда базальт — липарит. Главный пик для Камчатки располагается в области 49—53% SiO₂ (Эрлих, 1966). Аналогичная картина наблюдается и для вулканических пород Японии (Taneda, 1962). Для Суматры главный пик располагается в области пород с содержанием SiO₂ 55 — 59%. Сложность кривой обусловлена тем, что наряду с базальт-андезитовыми и андезитовыми вулканами, аналогичными таковым островных дуг нормального типа, в пределах тектонических систем типа Камчатки появляются новые типы ассоциаций пород ряда базальт — липарит, характерные исключительно для данной стадии развития подвижных тектонических систем. Таковы, в частности, базальтовый ареальный вулканизм и кислый вулканизм. Это заключение можно подтвердить данными о положении указанных двух типов вулканизма в западной части Тихоокеанского кольца.

Проявления базальтового вулканизма связаны со вторым четвертичным вулканическим циклом в пределах подвижных тектонических систем типа Камчатки. Они представлены трещинными излияниями, многочисленными шлаковыми конусами, располагающимися вдоль линейных трещинных зон и сопровождающихся лавовыми потоками, щитообразными вулканами, близкими к исландскому типу, и реже

крупными стра-товулканами типа Ключевской сопки, Вилючика, Кроноцкой сопки, Фудзи, Чокай, вулкана Мапас. К проявлениям базальтового вулканизма относятся и крупные стратовулканы с кальдерами гавайского типа на вершине, такие как Толбачик и Плоская сопка в Центральной Камчатской депрессии, вулканы Вениаминова и Аниакчик на п-ове Аляска и др. Подавляющее большинство центров базальтового вулканизма и

Таблица 10

Средние химические составы четвертичных вулканических пород зоны Назу

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂											
	49,1—53,0%		53,1—57,0%		57,1—61,0%		61,1—65,0%		65,1—69,0%		69,1—73,0%	
	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ
SiO ₂	51,26	0,98	55,60	1,16	58,96	1,11	63,19	1,14	67,99	0,54	69,90	0,89
TiO ₂	0,89	0,23	0,89	0,17	0,81	0,26	0,59	0,18	0,70	0,34	0,34	0,23
Al ₂ O ₃	18,31	1,30	17,10	1,07	16,60	1,04	15,69	0,66	15,05	0,80	14,61	0,70
Fe ₂ O ₃	3,20	0,69	3,06	0,64	2,96	0,74	2,72	0,71	2,06	0,52	1,86	0,76
FeO	6,95	0,94	6,04	0,88	5,06	0,98	3,53	0,87	2,32	0,73	1,86	0,65
MnO	0,16	0,08	0,13	0,03	0,17	0,20	0,11	0,07	0,10	0,13	0,09	0,07
MgO	5,07	1,10	4,36	0,76	3,43	0,77	2,68	0,68	1,06	0,45	0,88	0,17
CaO	10,40	0,79	8,38	0,62	7,13	0,54	5,37	0,70	3,91	0,70	3,32	0,35
Na ₂ O	2,17	0,40	2,47	0,24	2,79	0,50	3,32	0,56	3,31	0,34	3,55	0,35
K ₂ O	0,39	0,27	0,98	0,31	1,01	0,40	1,36	0,39	1,57	0,24	1,68	0,51

Параметры, по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	62,20	65,30	69,60	73,60	78,30	79,70
<i>a</i>	5,50	7,00	7,90	9,40	9,00	10,20
<i>c</i>	10,10	8,20	7,50	5,60	5,80	4,00
<i>b</i>	22,20	19,50	15,00	11,40	6,90	6,10
<i>Q</i>	3,40	10,30	16,01	22,50	35,20	34,90
<i>c'</i>	14,30	17,80	9,30	9,10	<i>a'</i> =16,00	<i>a'</i> =20,00
<i>m'</i>	40,90	38,60	39,30	40,00	26,00	24,40
<i>f'</i>	44,80	43,60	51,40	50,90	58,00	55,60
<i>n</i>	89,50	80,00	80,30	77,90	76,25	76,00

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,18	0,38	0,36	0,41	0,47	0,47
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +FeO	0,32	0,34	0,37	0,44	0,47	0,50
alkal	20,87	20,50	20,40	20,37	19,94	19,84
Среднее из:	32 анали- зов	28 анали- зов	48 анали- зов	18 анали- зов	18 анали- зов	12 анали- зов

все проявления ареального вулканизма локализуются во внутренних вулканических зонах или в тыловых частях внешних вулканических зон. Так, ареальные базальты Сокадана на Суматре, районов Окленда и Короманделя в Нов. Зеландии, зоны Срединного хребта Камчатки, поля ареальных базальтов Филиппин приурочены к внутренним вулканическим поясам. На Южной и Восточной Камчатке и в Центральной Камчатской депрессии поля ареальных базальтов располагаются в тыловой части вулканического пояса, для внешней части которого характерны ряды андезитовых стратовулканов или изолированные центры кислого вулканизма. Проявления базальтового вулканизма во фронтальной зоне внешних вулканических поясов приурочены к зонам поперечных поднятий, таким как район Паратунки на Камчатке. Лишь в редких случаях на затухании линейных ослабленных зон фундамента здесь локализуются отдельные базальтовые вулканы центрального типа (такие как Ключевская или Кроноцкая сопки).

Центры кислого вулканизма в западной части Тихоокеанского кольца приурочены почти исключительно к тектоническим подвижным системам типа Камчатки. Действительно, как отмечалось ранее, на Центральных и Северных Курилах вулканические породы с содержанием SiO_2 более 69% полностью отсутствуют (Эрлих, 1966). Непосредственно близ стыка с Курилами на Южной Камчатке, в 60 км от южной оконечности мыса Лопатки, появляется крупнейший центр, с которым связаны массовые выбросы кислых пемз и внедрение кислых экструзий — кольцевая структура района Курильского озера. От нее на север один за другим следуют такие же вулканические центры, давшие значительные по масштабам выбросы кислой пирокластики (вулканы Ксудац, Горелый, Опала, липаритовые экструзии района Паратунки и Бол. Банных), Далее, в пределах грабен-синклинади Восточной Камчатки находятся такие крупнейшие центры кислого вулканизма, как кольцевые структуры Карымско-Семячикского района.

Аналогичная картина наблюдается при переходе Курильской дуги на Хоккайдо, где появляются крупные кальдеры Кутчаро, Акан, Масю и другие, с которыми связаны массовые выбросы кислой пирокластики. При переходе вулканического пояса Рюкю на о. Кюсю отмечается появление таких крупнейших центров кислого вулканизма, как Асо, Эйра, Унзен и т. д. В пределах Фосса-Магна, т. е. на пересечении структур Изу-Бонинской дуги с о. Хонсю, располагается вулкан

Средние химические составы четвертичных вулканических пород зоны Чокай

Оксиды	Интервал усреднения по SiO ₂							
	49,1—53,0 %		53,1—57,0 %		57,1—61,0 %		61,1—65,0 %	
	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ
SiO ₂	51,19	1,42	55,13	0,90	59,15	1,23	63,13	1,46
TiO ₂	1,08	0,22	0,79	0,19	0,75	0,18	0,56	0,17
Al ₂ O ₃	17,27	1,50	18,54	0,99	17,28	0,74	16,42	0,85
Fe ₂ O ₃	3,91	1,08	3,39	0,90	3,03	0,33	3,04	0,98
FeO	5,97	0,87	4,56	0,52	3,92	0,68	2,97	0,73
MnO	0,15	0,05	0,14	0,03	0,13	0,028	0,12	0,02
MgO	5,68	1,44	4,11	0,79	3,06	0,37	2,33	0,39
CaO	9,50	1,08	7,87	0,74	6,36	0,58	5,44	0,61
Na ₂ O	3,17	0,62	2,90	0,62	3,29	0,24	3,63	0,29
K ₂ O	1,04	0,40	1,34	0,33	1,69	0,40	1,74	0,78
P ₂ O ₅	0,53	0,30	0,39	0,19	0,57	0,61	0,36	0,25
H ₂ O	0,17	0,07	0,39	0,30	0,49	0,46	0,35	0,20

Параметры, по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	60,60	66,30	70,10	73,30
<i>a</i>	8,60	8,70	10,00	10,50
<i>c</i>	7,50	8,60	7,00	5,90
<i>b</i>	23,30	16,40	12,90	10,30
<i>Q</i>	3,83	6,44	13,16	19,58
<i>a'</i>	—	—	—	—
<i>c'</i>	18,30	8,70	7,60	7,20
<i>m'</i>	42,10	44,60	41,60	37,60
<i>f'</i>	39,60	46,70	50,80	54,20
<i>n</i>	82,25	85,24	74,64	76,31
<i>t</i>	1,61	1,07	0,91	0,56
ϕ	14,41	18,34	20,79	25,50
<i>a/c</i>	1,14	1,01	1,42	1,79

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,33	0,46	0,51	0,48
Fe ₂ O ₃ /FeO+Fe ₂ O ₃	0,40	0,43	0,44	0,50
alkal	21,48	22,78	22,26	21,79
Среднее из:	12 анализов	19 анализов	15 анализов	7 анализов

Примечание. В понятие зоны Чокай и соответственно в расчет, кроме вулканов, относимых к зоне Чокай японскими авторами, включены вулканы Западного Хоккайдо, расположенные параллельно орогенической зоне Хидака.

Хаконе с двойной кальдерой, в период формирования которой опять же имели место массовые выбросы кислых пирокластических продуктов. В вулканической зоне Назу в плейстоцене формируются покровы игнимбритов и потоки пемз (Kawano, Yagi, Aoki, 1961). При движении вдоль Зондской дуги с востока на запад первые проявления кислого вулканизма отмечаются на Кракатау, а далее, на Суматре, известны крупнейшие вулканотектонические депрессии Ранау, Тоба, игнимбритовые плато районов Пасомах и Лампонг. Ни в Зондской дуге от моря Банда до Явы включительно, ни в Андаманской дуге к северу от Суматры проявлений кислого вулканизма в четвертичное время не отмечается. На всем протяжении вулканических поясов между Зондской дугой и Кюсю проявления кислого вулканизма установлены еще только на Целебесе и Филиппинах, т. е. приурочены к районам, вступившим в орогеническую фазу развития. На продолжении системы островной дуги Тонга-Кермадек в пределы Нов. Зеландии картина аналогична отмеченной для других случаев перехода нормальных структур островных дуг в структуры типа орогена. Здесь расположены центры кислого вулканизма зоны Таупо, с которыми связаны огромные по масштабу выбросы спекшихся туфов, игнимбритов, пемз и крупные ареалы риолитовых куполов.

Параллельно с изменением кислотности наиболее дифференцированных вулканических продуктов значительно изменяются размеры кальдер и появляются крупные кольцевые вулканотектонические депрессии, о чем

говорилось в главе IV.

Кислый вулканизм связан с первым четвертичным вулканическим циклом. В течение второго цикла большая часть центров кислого вулканизма, приуроченных к внутренним вулканическим поясам или тыловым частям внешних поясов, отмирает.

Средние химические составы четвертичных вулканических пород вулканической зоны Фосса-Магна

Оксиды	Интервал усреднения по SiO ₂													
	до 49,0 %		49,1—53,0 %		53,1—57,0 %		57,1—61,0 %		61,1—65,0 %		65,1—69,0 %		69,1—73,0 %	
	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ
SiO ₂	47,85	1,12	50,77	0,98	54,58	1,15	58,84	1,14	63,25	0,96	67,15	1,22	71,12	0,5
TiO ₂	0,70	0,15	1,04	0,74	0,79	0,33	0,77	0,30	0,74	0,27	0,62	0,23	0,32	0,1
Al ₂ O ₃	17,58	1,35	18,18	1,47	17,23	1,52	16,14	1,07	15,76	0,51	14,86	0,83	13,65	0,8
Fe ₂ O ₃	3,37	0,44	3,10	0,91	3,13	1,25	1,25	1,08	2,08	0,66	2,20	0,83	1,66	0,8
FeO	8,19	0,86	7,58	1,25	6,60	1,01	5,15	1,69	4,54	0,87	2,67	0,78	1,32	0,7
MnO	0,25	0,23	0,18	0,07	0,20	0,10	0,16	0,05	0,18	0,07	0,12	0,02	0,12	0,0
MgO	7,62	1,75	4,97	1,19	4,22	1,03	3,60	0,94	2,48	1,12	1,27	0,33	0,68	0,5
CaO	11,47	1,26	10,03	1,11	9,04	0,97	7,58	1,24	5,74	0,71	4,64	1,01	2,41	1,0
Na ₂ O	2,04	0,46	2,26	0,47	2,49	0,35	2,88	0,52	3,17	0,60	3,71	0,52	3,21	2,4
K ₂ O	0,45	0,22	0,48	0,24	0,58	0,20	0,90	0,31	1,20	0,61	1,75	0,78	1,66	0,4

Параметры, по А. Н. Заварицкому

s	56,30	61,90	64,20	69,90	73,80	77,80	81,00
a	5,10	5,80	6,60	7,90	8,90	9,70	9,50
c	9,60	9,90	8,70	7,30	6,40	4,60	2,90
b	29,00	22,30	19,50	14,90	11,90	7,90	6,60
Q	-6,99	2,09	7,55	16,86	22,40	28,04	50,17
c'	16,00	13,20	13,80	16,30	6,80	13,40	c' = 42,30
m'	45,50	39,40	37,80	42,40	37,30	27,70	16,50
f'	38,50	47,40	48,40	41,30	55,90	59,90	41,20
n	88,88	87,80	86,95	82,14	79,68	76,91	74,80

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,29	0,21	0,24	0,31	0,38	0,42	0,52
Fe ₂ O ₃ /FeO+Fe ₂ O ₃	0,25	0,29	0,32	0,20	0,31	0,45	0,56
alkal	20,07	20,92	20,30	19,92	20,13	20,32	18,52
Среднее из:	6 анализов	47 анализов	28 анализов	22 анализов	12 анализов	6 анализов	6 анализов

Примечание. Суммарный расчет для всего района восточной части Фосса-Магна, разделенного рядом авторов на две зоны — Фудз...

Средние химические составы четвертичных вулканических пород вулканических зон Изу и Марианской дуги

Оксиды	Интервал усреднения по SiO ₂													
	до 49,0%		49,1—53,0%		53,1—57,0%		57,1—61,0%		57,1—61,0%*		61,1—65,0%		65,1—69,0%	
	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ
SiO ₂	47,29	2,39	51,32	0,93	54,30	1,07	59,95	59,39	62,80	0,89	67,20	1,41	71,12	0,5
TiO ₂	0,76	0,35	1,09	0,35	0,95	0,47	0,76	0,81	0,96	0,46	0,56	0,11	0,32	0,1
Al ₂ O ₃	19,23	1,40	16,12	1,76	15,47	0,79	15,37	17,13	14,90	1,07	14,39	0,73	13,65	0,8
Fe ₂ O ₃	3,63	2,07	3,79	1,44	3,46	1,15	2,61	2,59	2,76	0,84	1,88	0,37	1,66	0,8
FeO	7,80	1,43	9,15	2,14	9,68	1,39	6,12	3,86	5,43	1,98	3,12	0,55	1,32	0,7
MnO	0,21	0,03	0,20	2,07	0,14	0,13	0,22	0,23	0,18	0,06	0,10	0,04	0,12	0,0
MgO	6,01	1,72	4,84	0,87	3,78	0,62	3,40	1,22	2,27	0,47	1,28	0,30	0,68	0,5
CaO	12,52	1,46	10,44	0,79	0,89	0,88	7,24	3,29	5,84	0,29	4,89	0,66	2,41	1,0
Na ₂ O	1,53	0,26	1,94	0,86	2,41	0,30	3,00	5,84	3,06	0,56	3,87	0,24	3,21	2,4
K ₂ O	1,57	0,09	0,36	0,10	0,99	0,18	0,50	3,98	0,63	0,22	0,73	0,12	1,66	0,4

Параметры, по А. Н. Заварицкому

s	56,70	61,10	63,80	69,50	69,50	73,70	77,70
a	5,60	4,98	7,00	7,40	18,90	7,50	9,50
c	10,50	8,70	7,10	7,10	2,00	6,40	4,90
b	27,20	25,30	22,10	16,00	10,10	12,40	7,90
Q	-8,68	7,66	5,95	24,46	1,75	15,90	31,20
c'	19,60	17,30	17,40	9,70	20,80	6,14	13,00
m'	39,00	33,14	28,10	37,20	20,10	31,28	27,80
f'	41,40	43,60	54,50	53,10	59,10	62,59	59,20
n	60,00	88,57	78,00	90,56	69,11	88,88	89,78

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	1,0	0,18	0,41	0,16	0,66	0,20	0,19
Fe ₂ O ₃ /FeO+Fe ₂ O ₃	0,32	0,30	0,26	0,29	0,40	0,34	0,58
alkal	22,33	18,42	18,87	25,61	27,61	18,59	13,99
Среднее из:	8 анализов	50 анализов	17 анализов	2 анализов	10 анализов	8 анализов	7 анализов

*Средний состав вулканических пород вулканов Иво-джима и Син-Иво-джима.

Средние химические составы четвертичных вулканических пород
Внутреннего моря Японии (между Сикоку и Юго-Западным Хонсю)

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂							
	49,1—53,0%		53,1—57,0%		57,1—61,0%		61,1—65,0%	
	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ
SiO ₂	50,70	1,53	55,24	0,59	58,09	1,19	62,91	1,46
TiO ₂	0,66	0,41	0,45	0,27	0,58	0,27	0,54	0,13
Al ₂ O ₃	15,48	1,38	18,24	1,01	17,17	0,81	17,82	1,19
Fe ₂ O ₃	3,08	1,42	1,57	1,29	1,82	0,24	1,30	0,94
FeO	5,18	2,35	6,81	1,76	3,83	0,83	3,65	1,84
MnO	0,13	0,04	0,12	0,015	0,19	0,25	0,09	0,05
MgO	8,95	2,07	4,90	1,37	5,27	1,58	2,50	1,08
CaO	8,74	0,80	6,80	0,42	6,12	0,60	5,06	1,40
Na ₂ O	2,62	0,29	3,02	0,41	3,37	0,36	3,34	0,79
K ₂ O	1,10	0,31	1,45	0,26	1,78	0,21	1,97	0,67

Параметры, по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	58,80	65,50	67,70	73,60
<i>a</i>	7,50	8,90	10,20	10,30
<i>c</i>	6,80	8,30	6,70	6,30
<i>b</i>	26,90	17,30	15,40	9,80
<i>Q</i>	-3,90	5,18	8,39	20,10
<i>c'</i>	14,60	2,50	5,80	8,50
<i>m'</i>	56,90	49,80	59,10	43,90
<i>f'</i>	28,50	47,70	35,10	47,60
<i>n</i>	77,77	76,19	74,66	71,62

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,42	0,48	0,53	0,59
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +FeO	0,38	0,19	0,32	0,26
alkal	19,20	22,71	22,32	22,63
Среднее из:	7 анализов	6 анализов	9 анализов	14 анализов

Средние химические составы четвертичных вулканических пород Кюсю
(зона Киришима)

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂											
	49,1—53,0 %		53,1—57,0 %		57,1—61,0 %		61,1—65,0 %		65,1—69,0 %		69,1—73,0 %	
	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ
SiO ₂	49,98	1,13	55,85	1,63	58,91	1,16	63,33	1,27	67,10	1,13	70,00	0,62
TiO ₂	0,95	0,22	0,97	0,20	0,82	0,20	0,65	0,12	0,46	0,12	0,36	0,14
Al ₂ O ₃	18,46	0,68	17,88	0,90	17,02	0,63	16,13	0,59	15,32	0,77	14,57	0,76
Fe ₂ O ₃	2,99	1,39	2,65	0,78	2,46	1,08	2,06	0,69	1,32	0,58	1,02	0,57
FeO	7,33	1,79	5,70	0,77	4,42	1,46	3,78	0,75	2,46	0,65	1,58	0,46
MnO	0,12	0,02	0,11	0,019	0,11	0,03	0,10	0,03	0,07	0,02	0,05	0,02
MgO	5,30	0,84	4,30	0,75	3,17	0,73	1,84	0,39	1,23	0,32	0,70	0,11
CaO	11,44	0,92	3,45	0,73	7,09	1,07	5,60	0,67	3,99	0,81	2,79	0,63
Na ₂ O	2,15	0,18	2,91	0,34	2,98	0,29	3,35	0,35	3,45	0,26	3,67	0,56
K ₂ O	0,57	0,22	1,29	0,41	1,61	0,27	1,80	0,29	2,20	0,40	2,71	0,5

Параметры, по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	57,90	65,50	69,80	74,30	78,30	80,40
<i>a</i>	5,60	8,40	9,10	10,10	10,90	12,20
<i>c</i>	9,50	8,10	7,20	5,30	4,90	3,50
<i>b</i>	27,10	18,00	13,90	10,30	5,90	3,90
<i>Q</i>	-4,87	5,48	14,13	23,15	29,80	32,98
<i>c'</i>	31,10	14,10	12,70	16,30	$\alpha' = 3,60$	$\alpha' = 14,60$
<i>m'</i>	33,30	41,80	39,60	30,60	35,70	21,80
<i>f'</i>	35,60	44,10	47,70	53,10	60,70	64,60
<i>n</i>	86,25	77,04	73,84	73,61	70,70	67,41

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,26	0,44	0,54	0,54	0,64	0,74
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +FeO	0,28	0,32	0,36	0,35	0,35	0,39
alkal	21,18	22,08	21,61	21,25	20,97	20,95
Среднее из:	11 анали- зов	9 анали- зов	22 анали- зов	36 анали- зов	46 анали- зов	12 анали- зов

Таблица 16

Средние химические составы четвертичных вулканических пород Кюсю
(зона Унзен-Куджу)

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂											
	49,1—53,0%		53,1—57,0%		57,1—61,0%		61,1—65,0%		65,1—69,0%		69,1—73,0%	
	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ
SiO ₂	51,35	3,56	54,75	1,20	58,06	0,97	62,64	0,96	66,34	2,55	71,41	1,40
TiO ₂	0,89	0,17	0,75	0,14	0,36	0,22	0,78	0,13	0,51	0,48	0,38	0,01
Al ₂ O ₃	18,57	0,90	18,55	0,88	17,36	0,96	16,05	0,71	15,67	0,83	14,55	0,44
Fe ₂ O ₃	3,51	0,81	3,33	0,71	2,98	0,60	2,07	0,61	1,67	0,54	0,81	0,30
FeO	5,41	0,92	4,66	1,08	4,14	0,96	3,47	0,77	2,33	0,36	1,50	0,22
MnO	0,15	0,03	0,23	0,65	0,13	0,03	0,13	0,06	0,11	0,11	0,06	0,01
MgO	4,87	0,85	4,11	0,67	3,18	0,63	2,25	0,53	1,30	0,47	0,35	0,26
CaO	8,82	0,79	7,71	0,71	6,38	1,23	4,99	1,00	3,52	0,94	2,06	0,34
Na ₂ O	3,05	0,34	3,27	0,36	3,21	0,40	3,48	0,67	3,96	0,47	3,72	0,37
K ₂ O	1,21	0,34	1,34	0,42	2,01	0,58	2,69	0,74	2,93	0,64	3,68	0,59

Параметры, по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	62,20	65,60	69,20	72,90	76,60	80,70
<i>a</i>	8,90	9,50	10,90	11,80	13,10	13,30
<i>c</i>	8,60	8,20	6,90	5,00	4,00	2,40
<i>b</i>	20,30	16,70	14,10	10,30	6,30	3,60
<i>Q</i>	-2,11	4,10	10,22	17,27	22,98	31,96
<i>c'</i>	13,10	9,20	8,80	11,50	4,40	<i>a'</i> =25,90
<i>m'</i>	42,60	43,00	40,90	36,80	35,20	14,80
<i>f'</i>	44,30	46,80	50,30	50,70	60,40	59,30
<i>n</i>	79,02	78,94	71,23	65,89	67,37	60,60

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,40	0,41	0,63	0,77	0,75	1,0
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +FeO	0,42	0,42	0,42	0,32	0,42	0,54
alkal	22,83	23,16	22,58	22,22	22,56	21,95
Среднее из:	57 анали- зов	73 анали- зов	21 анали- за	18 анали- зов	19 анали- зов	7 анали- зов

Таблица 17

Средние химические составы четвертичных вулканических пород
островов Рюкю

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂						
	до 57%	57,1—61,0%		61,1—65,0 %	65,1— 69,0 %	69,1—73,0 %	
	\bar{X}	\bar{X}	δ	\bar{X}	\bar{X}	\bar{X}	δ
SiO ₂	54,4	59,56	0,91	62,6	65,7	70,43	1,48
TiO ₂	0,8	0,72	0,09	0,45	0,6	0,5	0,2
Al ₂ O ₃	17,5	16,32	0,44	16,29	15,81	14,14	1,38
Fe ₂ O ₃	2,9	2,82	0,85	1,86	2,68	1,42	1,29
FeO	6,3	4,46	0,8	4,01	2,11	2,01	0,58
MnO	0,1	0,11	0,01	0,13	0,08	0,1	0,04
MgO	5,2	2,83	0,28	2,79	1,36	0,9	0,47
CaO	9,7	7,44	0,48	6,32	4,28	2,86	0,72
Na ₂ O	2,3	3,14	0,19	3,23	3,82	3,06	0,27
K ₂ O	0,8	1,56	0,1	1,61	1,51	1,91	0,74
Параметры, по А. Н. Заварицкому							
<i>s</i>	63,8	70		72,4	76,8	80,1	
<i>a</i>	6,5	9,2		9,5	10,7	9,5	
<i>c</i>	8,7	6,5		6,3	5,3	3,4	
<i>b</i>	21	14,3		11,8	7,2	7	
<i>Q</i>	—	15,1		19,5	26,9	37,9	

c'	16	19	12,4	2	33,01
m'	43	33,7	40,8	34	21,4
f'	41	47,3	46,8	64	45,6
n	80	74,6	75,3	79,2	71,01
<i>Характерные величины</i>					
K ₂ O/Na ₂ O	0,35	0,5	0,5	0,39	0,62
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ + FeO	0,32	0,39	0,31	0,55	0,41
alkal	18,6	21,02	21,13	21,14	19,11
Среднее из:	5 анализов (по Г.С. Горшкову, 1957)	12 анализов	2 ана-лиза	3 ана-лиза	5 анализов

Таблица 18

Средние химические составы четвертичных вулканических пород восточной части Зондской дуги								
Оксиды	Интервал усреднения по SiO ₂							
	до 49%		49,1–53,0%		53,1–57,0 %		57,1–61,0 %	
	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ
SiO ₂	46,58	2,66	51,15	0,42	54,97	1,26	59,30	0,85
TiO ₂	1,06	0,19	0,17	0,19	0,74	0,21	0,77	0,17
Al ₂ O ₃	15,72	4,62	20,31	0,20	18,46	1,44	16,83	1,15
Fe ₂ O ₃	6,22	2,56	2,73	0,32	3,39	0,82	4,40	1,39
FeO	4,36	1,08	7,73	0,66	4,24	0,74	3,37	0,74
MnO	0,178	0,05	0,44	0,07	0,19	0,10	0,18	0,05
MgO	6,20	1,52	5,16	0,16	3,68	1,03	2,30	0,44
CaO	12,01	1,11	8,70	0,18	7,70	0,89	6,21	0,62
Na ₂ O	2,63	0,93	2,58	0,30	3,56	0,43	3,87	0,28
K ₂ O	2,40	1,74	0,93	0,22	1,78	1,35	2,81	0,72
<i>Параметры, по А. Н. Заварицкому</i>								
s	55,20		61,50		65,90		68,60	
a	9,30		7,50		10,60		12,60	
c	6,10		10,60		7,50		5,10	
b	29,40		20,40		16,00		13,70	
Q	-14,49		-2,26		2,66		2,98	
c'	30,09		2,82		13,71		19,00	
m'	36,49		45,23		40,71		28,5	
f'	33,41		51,94		45,47		52,5	
n	62,79		80,76		77,66		67,39	
<i>Характерные величины</i>								
K ₂ O/Na ₂ O	0,91		0,36		0,50		0,73	
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ + FeO	0,54		0,26		0,45		0,57	
alkal	20,75		23,82		23,80		23,51	
Среднее из:	12 анализов		5 анализов		6 анализов		8 анализов	

Таблица 19

Средние химические составы четвертичных вулканических пород Явы (Внешняя зона)					
Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂				
	53,1–57,0 %		57,1–61,0 %		61,1–65,0 %
	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}
SiO ₂	55,35	0,56	58,57	1,87	61,75
TiO ₂	0,72	0,04	0,83	0,04	0,79
Al ₂ O ₃	16,51	1,33	17,26	0,72	16,79
Fe ₂ O ₃	2,45	0,65	3,59	0,77	2,31
FeO	5,87	0,42	4,97	0,70	3,91
MnO	0,15	0,04	0,15	0,03	0,13
MgO	5,68	0,25	2,18	0,33	2,72
CaO	9,18	0,28	5,65	0,30	6,16
Na ₂ O	2,23	0,32	3,16	0,48	3,77
K ₂ O	0,86	0,31	1,92	1,29	1,50
<i>Параметры, по А. Н. Заварицкому</i>					
<i>s</i>	58,40		70,50		71,40
<i>a</i>	15,90		10,20		10,60
<i>c</i>	2,20		7,00		6,40
<i>b</i>	23,50		12,30		11,60
<i>Q</i>	17,30		13,54		16,19
<i>c'</i>	34,20		1,70		17,00
<i>m'</i>	37,40		31,60		40,00
<i>f'</i>	28,40		66,70		43,00
<i>n</i>	78,37		71,82		79,22
<i>Характерные величины</i>					
K ₂ O/Na ₂ O	0,38		0,61		0,40
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ + FeO	0,29		0,41		0,33
alkal	19,60		22,34		26,72
Среднее из:	8 анализов		4 анализов		1 анализа

<i>Таблица 20</i>								
Средние химические составы четвертичных вулканических пород Явы (Внутренняя зона)								
Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂							
	до 49%		49,1–53,0%		53,1–57,0 %		57,1–61,0 %	
	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ
SiO ₂	47,01	1,41	51,62	1,12	54,78	0,91	53,50	1,33
TiO ₂	1,48	0,58	1,20	0,52	0,87	0,24	0,79	0,18
Al ₂ O ₃	19,10	1,02	13,62	0,94	18,46	1,44	17,73	1,60
Fe ₂ O ₃	3,99	1,29	4,24	1,61	4,10	0,82	3,33	0,98
FeO	6,70	1,23	5,12	1,53	4,02	0,74	3,90	1,38
MnO	0,18	0,023	0,18	0,05	0,17	0,10	0,15	0,05
MgO	5,32	0,60	3,94	0,78	3,18	1,03	2,39	0,44
CaO	10,80	0,70	9,17	0,77	8,18	0,89	6,57	1,38
Na ₂ O	2,69	0,44	3,24	0,46	3,36	0,43	3,43	0,49
K ₂ O	1,14	0,56	1,75	0,57	1,90	1,35	1,91	0,80

Параметры, по А. Н. Заварицкому				
<i>s</i>	57,80	62,40	65,60	69,90
<i>a</i>	8,10	10,00	10,50	10,70
<i>c</i>	9,50	8,00	7,50	7,00
<i>b</i>	24,60	19,60	16,40	12,40
<i>Q</i>	-10,07	-3,29	2,79	11,44
<i>c'</i>	18,30	3,10	17,80	10,90
<i>m'</i>	38,80	6,90	34,30	33,70
<i>f'</i>	42,90	90,00	47,90	55,40
<i>n</i>	78,57	74,2	72,90	73,33
Характерные величины				
K ₂ O/Na ₂ O	0,42	0,54	0,56	0,55
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ + FeO	0,37	0,45	0,51	0,47
alkal	22,93	23,61	23,57	23,07
Среднее из:	4 анализов	20 анализов	38 анализов	4 анализов

Таблица 21

**Средние химические составы четвертичных вулканических пород вулкана
Кракатау**

Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂											
	49,1-53,0		53,1-57,0		57,1-61,0		61,1-65,0		65,1 - 69,0		69,1-73,0	
	%		%		%		%		%		%	
	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ
SiO ₂	49,67	1,36	54,19	0,50	59,63	1,02	63,56	1,12	66,78	1,21	70,10	0,84
TiO ₂	1,37	0,33	1,53	0,44	1,57	0,20	1,05	0,39	0,86	0,28	0,60	0,44
Al ₂ O ₃	17,72	0,76	17,37	1,01	14,30	0,70	17,98	1,48	15,50	1,14	14,73	0,71
Fe ₂ O ₃	4,03	0,85	3,21	0,84	3,49	0,47	2,40	0,31	1,64	0,56	1,60	0,53
FeO	6,39	1,45	5,98	0,63	3,93	0,76	3,02	1,18	2,38	0,71	1,90	0,26
MnO	0,13	0,06	0,13	0,04	0,12	0,01	0,13	0,03	0,12	0,07	0,05	0,03
MgO	5,67	0,85	4,27	0,48	3,06	0,61	1,26	0,49	1,01	0,41	0,87	0,16
CaO	10,28	1,52	8,52	0,38	6,75	0,59	3,03	1,19	3,35	0,44	2,83	0,32
Na ₂ O	2,74	0,26	3,55	0,45	4,33	0,39	3,36	1,09	4,46	0,57	4,53	0,48
K ₂ O	0,64	0,37	0,91	0,16	1,28	0,12	1,92	0,26	2,14	0,43	2,49	0,40

Параметры, по А. Н. Заварицкому

<i>s</i>	59,90	64,90	68,40	72,30	77,70	78,60
<i>a</i>	59,90	64,90	11,50	10,10	77,70	78,60
<i>c</i>	7,10	9,40	3,90	3,80	12,60	13,40
<i>b</i>	8,80	7,30	16,20	13,80	3,10	3,00
<i>Q</i>	24,20	19,40	11,29	21,08	6,60	5,00
<i>c'</i>	4,56	3,29	26,70	a'=48,00	26,14	27,55
<i>m'</i>	17,60	17,20	31,30	15,50	1,20	3,10
<i>f'</i>	41,20	38,20	42,00	36,50	31,30	28,40
<i>n</i>	41,20	44,60	83,10	72,97	67,50	63,50
	88,00	85,07	68,40	72,30	78,10	73,00
			11,50	10,10		
			3,90	3,80		
			16,20	13,80		
			11,29	21,08		
			26,70	a'=48,00		
			31,30	15,50		
			42,00	36,50		
			83,10	72,97		

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	Среднее	0,22	20,00	0,25	21,93
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +FeO	из:	0,22	5 анализов	0,25	4 анализов
alkal		0,39		0,34	

	0,30	0,59	0,48	0,55
	0,30	0,59	0,48	0,55
0,47		0,44	0,44	0,46
20,91		23,26	22,10	21,75
4 анализов	5 анализов	10 анали-	6 анализов	
		зов		

**Средние химические составы четвертичных вулканических пород Внешней зоны
Суматры**

Оксиды	Интервал усреднения по SiO ₂											
	53,1-57,0 %		57,1-61,0%		61,1-65,0%		65,1-69,0% I		69,1-73,0%		73,0%	
	x	б	l	б	X	б	X	б	X	б	X	б
SiO ₂	54,78	1,18	58,81	0,95	62,16	1,04	66,88	1,51	71,23	2,20	74,26	1,02
TiO ₂	0,93	0,19	0,79	0,26	0,66	0,40	0,21	0,25	0,26	0,24	0,18	0,10
Al ₂ O ₃	17,75	0,97	17,10	0,68	16,79	0,72	15,19	0,75	14,33	1,53	13,30	0,91
Fe ₂ O ₃	3,62	1,19	3,49	1,52	3,15	1,17	3,22	1,74	1,70	1,40	0,74	0,16
FeO	4,37	1,58	3,37	1,11	2,50	1,27	0,51	0,60	0,75	0,68	0,52	0,44
MnO	0,15	0,16	0,10	0,05	0,08	0,07	0,03	0,008	0,01	10,02	0,02	0,62
MgO	3,94	0,74	2,81	0,71	2,27	0,62	0,72	0,12	0,60	0,39	0,18	0,11
CaO	7,45	0,66	6,36	1,05	5,92	1,04	4,33	2,34	2,32	0,64	0,06	0,40
Na ₂ O	3,05	0,30	3,44	0,59	3,60	0,72	3,25	0,21	3,43	0,53	3,61	0,42
K ₂ O	1,82	0,50	1,54	0,31	2,15	0,53	3,61	1,17	3,60	1,59	4,01	1,05

Параметры, по А. Н. Заварицкому

s	66,40	69,90	72,50	I 77,50	i 80,60	83,70
a	9,10	10,70	11,20	12,60	12,60	8,10
c	7,60	6,60	5,84	4,00	2,80	1,30
b	16,80	12,80	10,50	5,90	4,00	6,90
O	7,16	12,25	16,48	35,71	33,18	49,90
c'	11,60	11,10	13,80	1 22,62	a'=20,30	a'=81,80
m'	41,60	38,10	36,80	20,20	25,40	4,60
f	46,80	50,80	49,40	57,20	54,30	13,60
n	76,20	73,30	71,60	58,24	58,10	73,9

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,60	0,56	0,60	1,12	1,04	1,11
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +FeO	0,45	0,51	0,56	0,85	0,70	0,59
alkal	22,62	22,48	22,54	22,05	21,36	20,92
Среднее из:	12 анали- зов	17 анали- зо в	20 анали- зо в	6 анали- зов	7 анали- зов	12 анали- зов

Таблица 23

Средние химические составы четвертичных вулканических пород о. Суматра (Внутренняя зона)				
Окислы	Интервал усреднения по SiO ₂			
	49,1—53,0 %		53,1—57,0 %	
	\bar{x}	δ	\bar{x}	δ
SiO ₂	51,22	0,94	54,35	1,13
TiO ₂	1,37	0,21	1,30	0,32
Al ₂ O ₃	16,44	0,80	17,91	1,71
Fe ₂ O ₃	2,82	0,65	3,15	0,30
FeO	6,55	0,65	4,82	0,47
MnO	0,12	0,007	0,10	0,02
MgO	7,62	1,07	5,17	1,73
CaO	8,51	0,17	8,76	0,50
Na ₂ O	3,20	0,21	3,08	0,44
K ₂ O	1,16	0,35	1,52	0,36

Параметры, по А. Н. Заварицкому		
a	59,50	63,90
a'	8,90	9,10
c	6,50	7,60
b	26,10	19,40
Q	-5,37	1,80
c'	16,20	16,00
m'	50,30	45,20
f'	33,50	38,80
n	80,00	75,70

Характерные величины		
K ₂ O/Na ₂ O	0,36	0,50
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ +FeO	0,30	0,40
alkal	20,80	21,51
Среднее из:	8 анализов	4 анализов

В это время здесь широко развивается базальтовый вулканизм. В ходе отмирания кислого вулканизма внутренних зон и тыловых частей внешних зон и развития вулканизма базальтового в верхнечетвертичное—голоценовое время создается контрастная поперечная зональность в распределении вулканов различного типа в пределах тектонических систем типа Камчатки. Во фронтальных частях внешних вулканических зон располагаются реликтовые очаги кислого вулканизма, а в тыловых частях тех же зон и во внутренних вулканических зонах широко развит базальтовый вулканизм. Зональность такого рода является общей закономерностью для конечной фазы развития вулканических поясов рассматриваемого типа не только на западной, но и на восточной, американской стороне Тихоокеанского кольца.

Так, в западной части четвертичного вулканического пояса Гватемалы (Williams, McBirney, 1964) широко развиты кальдера-вулканы, параллельно которым в тыловой по отношению к океану, восточной части пояса расположены многочисленные центры базальтового вулканизма (Williams, McBirney, 1964). На продолжении этой зоны по простиранию находятся действующие базальтовые вулканы Никарагуа и Коста-Рики. Р. Вольф (Wolff, 1929) описывает зону базальтового вулканизма, идущую по границе Патагонской Пампы, от северной части Огненной Земли до Рио-Негро. Общая протяженность полосы 1800—2000 км. В северной части полоса идет параллельно поясу стратовулканов Южного Чили, образуя на участке к северу от о. Чилоэ внутреннюю зону вулканического пояса. В обоих случаях фиксируется та же контрастная поперечная зональность в распределении четвертичных вулканов, что и для западной части Тихоокеанского кольца. При этом зоны базальтового вулканизма самостоятельно продолжают в пределы относительно стабилизированных областей, за счет чего создается картина кулисообразного смещения зон с различным характером вулканизма. Аналогичные параллельные, но кулисообразно смещенные зоны базальтового и андезитового вулканизма отмечаются в западных штатах США (Уотерс, 1957).

Основность базальтов, связанных с базальт-андезитовыми вулканами в пределах тектонических систем типа Камчатки, обычно ниже, чем на островных дугах нормального типа, и, как правило, параметр b в пересчете по системе А. Н. Заварицкого равен 20, редко 25. В то же время развитые здесь ареальные базальты отличаются резко повышенной основностью (b достигает 35), а в связанных с ареальными и трещинными излияниями базальтовых вулканах центрального типа (Ключевская, Кроноцкая, Вилючинская сопки на Камчатке, Фудзи в зоне Фосса-Магна, Мапас на Суматре на др.) наблюдается постепенный переход от толеитовых базальтов к высокоглиноземистым. Петрохимические особенности базальтов этих районов тесно связаны с явлениями поперечной зональности и будут рассмотрены в следующем разделе этой главы.

Необходимо особо остановиться на примере Северо-Восточной Японии. Современная структура этой области имеет переходный характер от островных дуг типа Курил к подвижным тектоническим системам типа Камчатки (см. главу IV). Черты такой двойственности отмечаются и в вулканизме. Во внешнем вулканическом поясе — Назу — широко развит кислый вулканизм, много кальдер типа Кракатау, что обычно для систем типа Камчатки. Во внутреннем вулканическом поясе — Чокай — проявления базальтового ареального вулканизма отсутствуют, здесь обычны андезитовые бескальдерные стратовулканы, причем андезиты, слагающие их, содержат амфибол. Встречаются также крупные базальтовые вулканы центрального типа (Чокай), характеризующиеся рядом от толеитовых до высокоглиноземистых базальтов при общем высоком содержании в них щелочей, обычном для базальтов внутренних зон (Na_2O — 3,2%, K_2O — 1,1%). Как видим, подобный вулканизм свойствен внутренним зонам островных дуг типа Курил.

В подвижных тектонических системах последнего из рассматриваемых типа (тип Тайваня) развит базальтовый вулканизм. Кривая распределения вулканических пород по SiO_2 симметрична, главный пик — в области базальтов с содержанием 45—53% SiO_2 . Базальты характеризуются пониженной основностью, низким содержанием Al_2O_3 (14 - 15%), суммы окиси и закиси железа (8%), высоким содержанием MgO (до 8%) и щелочей (6%). Отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ равно 0,5, отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 1,7—1,8. Пород с содержанием SiO_2 53—59% не более 30% общего количества. Породы с содержанием SiO_2 более 59% отсутствуют. Вулканизм представлен небольшими по размеру щитовыми вулканами и экструзивными куполами. Таковы основные черты химизма вулканических пород Тайваня (Juan, 1989). По своим особенностям близки к ним и вулканические породы щелочных провинций тыловых частей тектонических систем типа Камчатки, таких как циркум-япономорская провинция щелочных пород (Tomita, 1935) или аналогичная ей Западно-Камчатская провинция (Гузиев, 1968).

Итак, отмечается соответствие типов ассоциаций различных по кислотности вулканических пород и особенностей их химизма, как стадиям развития подвижных тектонических систем, так и структурным условиям в различных частях этих систем. В связи с этим «андезитовая линия» имеет пунктирный характер: зоны преимущественного развития андезитов прерываются зонами широкого развития базальтов и кислых вулканических пород. Это обуславливает продольную петрохимическую зональность, на фоне которой проявляется поперечная зональность в распределении различных по кислотности вулканических пород.

Скорость изменения ряда петрохимических характеристик отличается от скорости преобразования структур. С одной стороны, появление кислых вулканических пород опережает переход нормальных островных дуг к стадии раннего орогена. С другой стороны, изменение состава пород в ряду толеитовый базальт — высокоглиноземистый базальт — щелочной оливиновый базальт запаздывает по отношению ко времени полного преобразования подвижных тектонических систем из одного типа в другой. Соответственно, зональность в распределении различных по кислотности вулканических пород выражена четче, и ее можно использовать как характерный признак стадии развития древних подвижных поясов. Оба типа зональности — распределение пород по кислотности и по петрохимическим особенностям базальтов — отражают условия выплавки магматического материала из мантии, но первый из них дополнительно отражает условия существования магмы в коре, будь то в виде подводящих каналов или периферических очагов.

Общие особенности петрохимии базальтов

Базальты — продукт выплавки из мантии и родоначальный член дифференционного ряда базальт — андезит — липарит. Соотношение состава базальтов и тектонического состояния области дает ключ к решению коренных вопросов взаимосвязи тектоники, вулканизма и

процессов в верхней мантии.

Принадлежность пород к базальтовому вулканизму, помимо общей основности, определяется по соотношениям петрохимических параметров. Главное внимание следует обращать на поведение анортитового компонента в процессе выплавки и последующей дифференциации магматического материала. Динамика изменения этого параметра практически не исследовалась. Между тем основной характеристикой базальтов является именно соотношение анортитовой извести (параметр c в пересчетах по системе А. Н. Заварицкого) и темноцветных компонентов (параметр b в пересчетах по той же системе).

Проекция фигуративных точек средних составов базальтов различных районов на плоскость csb диаграммы А. Н. Заварицкого располагаются в виде двух параллельных роев (рис.44), главной особенностью которых является общее увеличение содержания анортитового компонента по мере уменьшения параметра b . Первый из этих роев отвечает базальтам с содержанием SiO_2 49—53%, а второй — базальтам с содержанием SiO_2 менее 49%. Угол наклона вариационных кривых, соответствующих этим роям, к оси sb равен 45° . Сопоставление усредненных данных (рис. 44) с роями фигуративных точек отдельных базальтовых вулканов показывает, что отмеченные кривые с однотипной зависимостью параметров b и c отражают принципиально различные пути дифференциации магматического материала.

Вариационная кривая средних составов базальтов различных тектонических зон с содержанием SiO_2 49—53% совпадает с вариационными кривыми отдельных крупных базальтовых вулканов, таких как Ключевская, Вилучинская и Кроноцкая сопки на Камчатке, Мапас на Суматре, Фудзи, Ошима и другие вулканы Японии, посткальдерные конусы вулкана Асо, вулканы Палувех и Бату-Тара (Индонезия) и др. Сюда же ложится поле фигуративных точек базальтов ареальных излияний. В ходе крупных извержений Ключевской сопки и Фудзи образуются продукты, фигуративные точки состава которых располагаются вдоль всей вариационной кривой для вулканических пород с содержанием SiO_2 49—52% (Пийп, 1956; Kuno, 1962). Для Ключевской сопки неоднократно отмечалось увеличение содержания плагиоклаза и соответствующее уменьшение содержания цветных компонентов, в частности оливина, в зависимости от гипсометрического положения центра излияния на склоне вулкана. Петрохимически этот ряд отвечает изменению состава базальтов от толеитов до высокоглиноземистых базальтов. Вулканический процесс при этом развивается гомодромно. Тот же ряд образуют и средние составы базальтов различных тектонических зон с содержанием SiO_2 49—53%. Их состав изменяется в процессе накопления анортитового компонента как в жидкой фазе, так и в фенокристаллах. Ряд этот можно назвать рядом Куно. Это совпадение указывает на однотипность процесса дифференциации базальта в вулканах типа Ключевской сопки и в процессе выплавки из мантии. Значит, содержание анортитового компонента и щелочей в средних составах базальтов тех или иных зон является своего рода постоянной величиной, специфичной для данных тектонических условий.

Координаты фигуративной точки состава с максимальным уровнем накопления анортитового компонента постоянны как в целом для ряда Куно, постоянного по средним составам различных зон, так и для отдельных вулканов типа Ключевской сопки. Эту точку ($b=20$, $c=11$) можно назвать максимально возможным уровнем накопления анортитового компонента в базальтах. Она фиксирует, по-видимому, естественную границу между базальтами и андезитами. Координаты точки совпадают с координатами котектики системы альбит — анортит — диопсид.

Сопоставление диаграммы Заварицкого с диаграммой Харкера показывает, что переход от толеитов к высокоглиноземистым базальтам происходит почти исключительно за счет изменения поведения Al_2O_3 при неизменном характере кривой $\text{CaO} - \text{SiO}_2$ в области значений 46—52% SiO_2 .

На уровне вариационной кривой средних составов базальтов различных тектонических зон с содержанием SiO_2 менее 49% в известных случаях вулканический процесс развивается антидромно, т. е. в сторону общего понижения кислотности вулканических пород. В целом этот ряд характеризуется переходом от толеитовых базальтов к щелочным оливиновым базальтам и далее к пикритам. Такое развитие вулканизма, отмеченное для гавайских вулканов Г.Макдональдом и Т. Кацурой (Macdonald, Katsura, 1964), в настоящее время считается общей закономерностью базальтового вулканизма океанов (Engel, Engel, Havens, 1965). Подобный ряд можно назвать рядом Энгелей.

Итак, оба слоя точек выступают как разнонаправленные комплементарные ветки единого процесса дифференциации исходной магмы или выплавки из гипотетического исходного

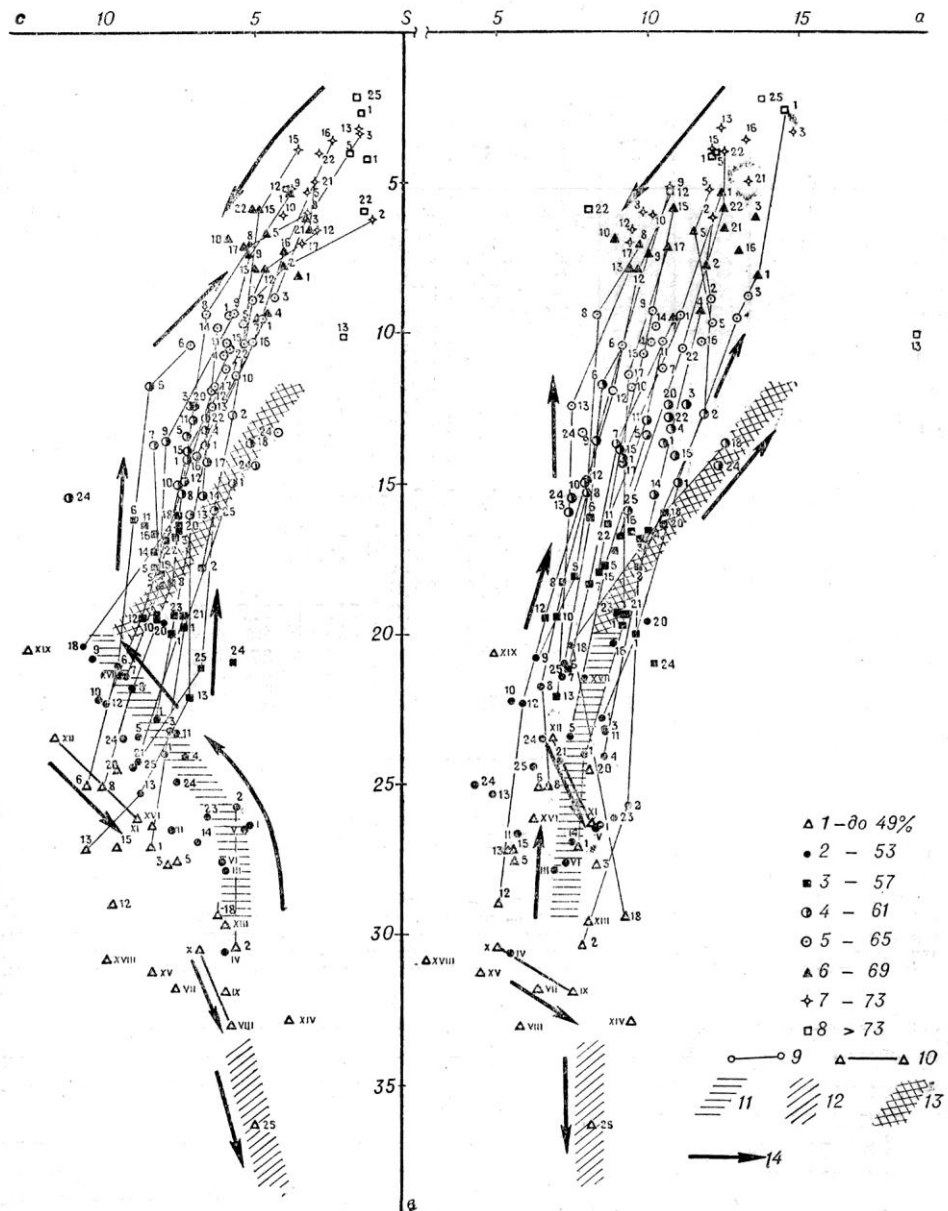


Рис. 44. Диаграмма средних химических составов четвертичных вулканических пород различных районов западной части Тихоокеанского кольца и пути дифференциации магмы (по методу А. Н. Заварицкого).

1—8 — интервалы усреднения по SiO_2 . Римские цифры у каждого значка в поле диаграммы соответствуют номеру анализа в табл. 26. Арабские цифры соответствуют номерам таблиц в тексте, из которых взяты пересчеты соответствующих анализов, разбитых на интервалы усреднения по SiO_2 ; 9 — вариационные линии средних химических составов вулканических пород различных районов западной части Тихоокеанского кольца; 10 — вариационные линии средних химических составов лав Гавайских и Галапагосских островов; 11 — поле фигуративных точек состава вулканических пород Ключевской сопки; 12 — поле фигуративных точек базальтов Окленда и Короманделя (тыловая вулканическая зона Северного острова Нов. Зеландии); 13 — поле фигуративных точек вулканических пород некоторых щитообразных вулканов Камчатки; 14 — направление дифференциации.

материала, состав которого в обоих случаях отвечает толеитам. Главной характеристикой этого процесса является в одном случае (для ряда Куно) возрастание содержания анортитовой извести и убывание количества темноцветных компонентов при общей насыщенности SiO_2 , в другом (для ряда Ангелей) — уменьшение содержания анортитовой извести и увеличение содержания темноцветных компонентов при общей недонасыщенности SiO_2 .

Однако толеиты, дающие оливин-базальтовые серии, как видно из рис. 44, отличаются по составу от толеитов, дающих переходы к высокоглиноземистым базальтам. Причина этого не только в простом различии количества вкрапленников оливина. Главное заключается в разнице

Средние химические составы лав вулканов некоторых островных дуг юго-западной части Тихого океана

(по Г. С. Горшкову, 1967)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	51,0	53,6	56,2	59,8	54,8	66,6	48,7	61,0	50,1	55,4
TiO ₂	1,1	0,9	1,2	1,4	1,0	0,9	0,8	1,0	I 1,0	1,3
Al ₂ O ₃	17,9	20,5	16,3	16,7	14,3	12,2	18,4	14,8	I 17,4	18,4
Fe ₂ O ₃	3,6	2,4	—	2,9	3,0	1,8	4,2	2,8	4,0	1,8
FeO	7,4	6,5	4,2	2,3	8,0	6,4	6,6	i 4,1	7,9	6,3
MnO	0,2	0,2	0,1	0,1	1,8	1,2	0,2	0,1	0,4	0,1
MgO	4,7	2,4	8,0	4,0	4,8	1,3	5,5	2,0	3,0	2,6
CaO	10,9	10,2	8,0	6,4	10,1	5,6	12,5	i 8,6	10,2	8,0
Na ₂ O	2,5	2,7	2,3	4,1	1,7	2,9	2,6	3,6	2,3	3,8
K ₂ O	0,7	0,6	3,8	2,4	0,5	1,1	0,5	2,0	1,7	2,3

Параметры, по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	6,6	7,5	10,3	12,4	4,4	7,9	6,5	10,6	11,9	—
<i>b</i>	9,2	11,1	5,5	4,9	7,4	4,1	9,4	4,5	6,7	—
<i>c</i>	23,5	15,6	21,0	14,4	25,0	13,3	26,4	15,4	15,5	—
<i>s</i>	60,7	65,8	63,2	68,3	63,2	74,7	57,7	69,5	65,9	59,3
<i>f'</i>	46	58	19	33	47	65	40	41	50	46
<i>m'</i>	35	28	62	47	33	16	37	21	29	35
<i>c'</i>	19	14	19	20	20	19	23	38	21	19
<i>n</i>	86	87	48	72	84	81	89	73	72	67

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,23	0,22	1,65	0,55	0,29	0,37	0,19	0,55	0,73	0,60
Fe ₂ O ₃ /FeO+Fe ₂ O ₃	0,32	0,27	—	0,55	0,27	0,21	0,33	0,40	0,33	0,22
alkal	21,1	23,8	22,4	21,2	13,5	16,2	21,5	20,4	21,4	24,5

Примечание. Марианские острова: 1 — базальт, среднее из 2 анализов, 2 — андезит, среднее из 2 анализов. Новая Гвинея: 3 — трахиандезит, 1 анализ; 4 — андезит, среднее из 12 анализов. Острова Тонга: 5 — базальт, среднее из 2 анализов; 6 — андезит, среднее из 2 анализов. Новая Британия: 7 — базальт, среднее из 2 анализов; 8 — андезит, среднее из 4 анализов. Новые Гебриды: 9 — базальт, вулкан Амбрим, 1 анализ; 10 — андезит, вулкан Асур, 1 анализ.

состава основной массы. Минеральному составу базальтов Камчатки свойственна резкая неравновесность вкрапленников и основной массы породы. Даже при содержании в них 12—25% вкрапленников оливина (т. е. не меньшем, чем в оливиновых толеитах или щелочных оливиновых базальтах океанических серий) состав их характеризуется относительно высоким содержанием SiO₂ (50—52%), общей насыщенностью кремнеземом, относительно пониженным содержанием темноцветных компонентов, в частности MgO. Эти факты говорят о значительно более кислом составе основной массы, чем можно ожидать, исходя из количества фенокристаллов оливина и пироксена. Косвенно о том же свидетельствует отмеченное ранее С. И. Набоко (1963) несоответствие между нормативным и модальным составом плагиоклазов в базальтах Камчатки при более кислом составе реальных кристаллов. В основной массе базальтов зачастую фиксируются выделения чистого кристобалита. В базальтах Авачинской сопки, Анаунского района ареального вулканизма и ряда других участков отмечены редкие зерна кварца округлой формы (до 2 мм в поперечнике), начисто лишённые включений и носящие следы резкого увеличения объема в виде характерной системы трещин. Вокруг зерен обычна кайма из мелких кристаллов моноклинного пироксена. Проведенный нами анализ основной массы базальтов Анаунского района на электронном микроанализаторе показал, что в отдельных точках содержание Si достигает 65—71%.

Часть крупных зерен оливина в базальтах Камчатки относится к высокомагнезиальным разностям (85—90% форстерита), кристаллизация которого из базальтового расплава невозможна (Ильвицкий, 1968). О ксеногенности этих зерен свидетельствует

Средние химические составы лав Нов. Зеландии

(по Г. С. Горшкову, 1967)

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO ₂	51,3	57,7	60,0	75,2	45,4
TiO ₂	0,9	0,7	0,7	0,2	2,0
l ₂ O ₃	17,4	15,7	16,4	13,4	14,0
Fe ₂ O ₃	2,8	1,7	1,4	0,8	2,9
FeO	7,1	6,2	5,1	1,1	9,7
MnO	—	0,1	0,1	0,1	0,2
MgO	6,1	6,2	4,4	0,2	11,2
CaO	11,5	8,4	7,0	1,4	10,3
Na ₂ O	2,4	2,6	3,2	4,4	3,2
K ₂ O	0,5	1,1	1,7	3,2	1,1

Параметры, по А.Н. Заварицкому

<i>a</i>	6,3	7,4	9,4	13,8	8,3
<i>c</i>	8,9	6,6	6,2	1,6	4,8
<i>b</i>	24,4	21,2	15,9	2,2	36,3
<i>s</i>	60,4	64,8	68,5	82,4	50,6
<i>f'</i>	38	35	39	79	31
<i>m</i>	44	49	47	15	49
<i>c'</i>	18	16	14	6	20
<i>n</i>	89	78	75	68	81

Характерные величины

K ₂ O/Na ₂ O	0,20	0,42	0,53	0,72	0,34
Fe ₂ O ₃ / Fe ₂ O ₃ + FeO	0,28	0,21	0,21	0,42	0,23
alkal	20,3	19,4	21,3	21,0	18,3

Примечание. 1 — базальт, среднее из 2 анализов; 2 — андезит-базальт, среднее из 6 анализов; 3 — андезит, среднее из 4 анализов; 4 — риолит, среднее из 21 анализа; 5 — базальт Окленда, среднее из 13 анализов.

и форма их выделения. Состав их близок составу оливина из ультраосновных включений (перидотитов и оливинитов), встречаемых в лавах Авачинской, Кроноцкой и Ключевской сопки. Вполне вероятно предположение о том, что описываемые зерна представляют собой дезинтегрированный материал магмопроизводящего слоя мантии. В этом случае основность базальтов оказывается еще ниже вычисленной исходя из валового химического их состава, т. е. с включением в расчет ксеногенных зерен оливина.

Приводимые И. Куширо, Х. Куно (Kushiro, Kuno, 1963) анализы афировых разностей нормальных океанических толеитов отличаются резко пониженной концентрацией SiO₂ и Al₂O₃ при высоком содержании темноцветных компонентов. Однако на вулканах, сложенных базальтами такого типа, наблюдаются значительные по масштабам выбросы пемз с содержанием 69—71% SiO₂ при отсутствии промежуточных, андезитовых разностей пород (вулканы о-вов Тонга, вулкан Миодзин, Гекла). С этим связан и отмеченный в предыдущем разделе обособленный пик пород с содержанием 68—72% SiO₂, на кривых распределения вулканических пород для островных дуг, выдвинутых в сторону океана (рис. 44). В кремнисто-вулканогенных толщах ранних стадий развития геосинклиналей появление первично оливин-толеитовых лав сопровождается массовым выносом SiO₂, которое приводит к образованию мощных толщ кремнистых осадков (яшм, кремнистых сланцев) при параллельном развитии щелочного метасоматоза (в том числе автометасоматоза). Последнее отражает повышенную способность оливин-толеитовых магм к накоплению щелочей в ходе эволюции расплава. В силу этого при обоих возможных путях их эволюции — в сторону повышения основности, т. е. к щелочным оливинитовым базальтам, или резкого возрастания кислотности, т. е. к трахитам, — отмечается резкое увеличение количества щелочей в конечных продуктах эволюции магм, не свойственное нормальному ряду пород Куно.

Можно предположить, что различие в составе обоих типов толеитов и путях их дальнейшей эволюции связано с разницей не в составе исходного расплава, а в поведении SiO₂ и щелочей в едином расплаве, но при разных физико-химических условиях. В одном случае (ряд

Средние химические составы базальтов различных районов мира

Оксиды	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX
SiO ₂	50,0	52,5	51,3	49,8	49,98	50,66	45,0	48,35	46,46	49,36	45,6	46,5	50,0	48,3	49,3	49,8	50,3	48,73	49,62
TiO ₂	—	1,0	1,9	1,7	2,87	1,30	—	2,77	3,01	2,50	1,8	1,7	—	2,0	0,6	1,4	1,6	0,63	0,87
Al ₂ O ₃	13	15,4	14,0	15,0	13,74	14,28	15,0	13,18	14,61	13,94	18,2	20,9	15,0	13,3	15,8	17,3	19,1	16,53	20,37
Fe ₂ O ₃	13	1,2	3,3	2,7	2,37	3,41	13,0	2,35	3,27	3,03	7,3	1,6	11,5	5,1	3,7	4,5	4,7	3,37	2,61
FeO	—	9,3	10,1	10,2	11,60	8,58	—	9,08	9,11	8,53	5,0	6,2	—	6,6	7,3	5,6	5,0	8,44	6,71
MnO	—	0,2	0,3	0,2	0,24	0,12	—	0,14	0,14	0,16	0,3	0,2	—	0,2	0,2	0,1	0,1	0,29	0,17
MgO	5,0	7,1	5,5	6,5	4,73	6,92	8,0	9,72	8,19	8,44	6,0	5,9	8,5	9,4	9,4	6,3	4,3	8,24	4,05
CaO	10,0	10,3	9,8	10,9	8,21	8,60	9,0	10,34	10,33	10,30	10,2	12,8	8,5	9,9	11,5	11,8	11,0	12,25	11,97
Na ₂ O	2,8	2,1	2,8	2,2	2,92	2,92	2,5	2,42	2,92	3,13	3,2	2,6	3,0	3,4	1,8	2,5	2,6	1,21	1,89
K ₂ O	1,2	0,8	0,7	0,6	1,29	0,72	0,5	0,58	0,84	0,38	0,8	0,4	1,2	1,8	0,4	0,7	1,3	0,23	0,31
P ₂ O ₅	—	—	0,1	0,3	0,2	0,78	—	—	0,34	0,37	0,26	—	—	—	—	—	—	—	0,07
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,39

Параметры, по А. Н. Заварицкому

a	8,5	5,8	7,0	5,6	8,4	7,4	6,5	5,9	7,7	5,1	8,4	6,8	8,2	9,6	4,6	6,3	8,0	2,9	5,0
c	5,0	7,6	5,8	5,8	5,1	5,0	7,4	5,6	5,8	6,6	8,1	11,5	5,8	3,6	8,2	8,7	9,3	9,7	12,4
b	26,4	26,6	27,9	30,6	26,5	27,6	31,8	33,0	31,9	30,5	26,4	23,6	29,6	32,9	31,3	26,2	21,4	30,8	20,6
s	60,1	60,0	59,3	58,0	60,0	59,1	54,3	55,5	54,6	57,8	57,1	58,1	56,4	53,9	55,9	58,8	61,3	56,6	62,0
f'	50,8	36,7	45,3	40,0	50,7	40,6	41,3	31,6	36,0	35,0	44,0	34,0	36,6	31,0	32,0	36,0	43,0	36,6	46,0
m'	30,2	44,3	32,9	35,9	30,5	42,7	45,2	48,4	43,0	46,0	39,0	44,0	48,3	45,0	50,0	42,0	36,0	45,8	36,7
n	19,0	19,0	21,8	24,3	18,8	16,7	13,5	20,0	1,0	19,0	17,0	22,0	15,1	24,0	18,0	22,0	21,0	17,6	17,3
	77,4	79,0	86,5	85,4	72,0	87,0	88,9	87,0	84,0	90,0	85,0	91,0	78,7	68,0	87,0	89,0	75,0	90,5	91,2

I — толеитовый магматический тип (по В. Кеннеди); II — средний долерит, Карру; III — средний базальт, Денан; IV — средний трапч, Сибирь, V — базальты Орегона, среднее из 6 анализов; VI — базальты Нью-Джерси, среднее из 8 анализов; VII — оливин-базальтовый магматический тип (по В. Кеннеди); VIII — средний оливинный базальт, Гавайский архипелаг; IX — щелочной оливинный базальт, Гавайи, среднее из 28 анализов; X — толеитовый базальт, Гавайи, среднее из 181 анализа; XI — оливинный базальт, Галапагосские о-ва (Richardson, 1933); XII — толеитовый базальт, Галапагосские о-ва (Елге, Елге, 1964); XIII — родоначальная оливин-базальтовая магма из провинции оливинных базальтов, трапчтов и фолдитов Виктории, Австралия, среднее из 23 анализов; XIV — базальт, вулкан Сен-Мартин, Мексика, 1 анализ; XV — базальт, вулкан Церро-Негро, поток 1947 г., 1 анализ; XVI — базальт, Никарагуа, среднее из 4 анализов; XVII — андезит-базальт, Никарагуа, среднее из 6 анализов; XVIII — родоначальная магма пиконитовой серии провинции Иау-Хакоме, среднее из 2 анализов (несколько пересыщенные афировые оливинные базальты); XIX — оливинный базальт, пиконитовая серия (близок к родоначальной магме), Хакоме. Анализ I, V—VII, XIII, XVIII, XIX приводится по работе Ф. Тернера и Дж. Ферхулена (1961), II—IV, VIII — по работе Т. Барта (1959), IX—XII, XIV—XVI — по работе Г. С. Горшкова (1967).

океанических толеитов) от базальтового расплава отделяется фаза, обогащенная SiO₂, и концентрируется при участии летучих в пемзах и гидротермах. Во втором случае (исходные толеиты ряда Куно) SiO₂ сохраняется в базальтовом расплаве и накапливается в ходе эволюции, что и приводит к возможности последующей кристаллизации андезитов из того же расплава. Хотя детали этих различий пока представить трудно, общий подход намечен экспериментальными работами Г. Йодера и К. Тилли (1965) и И. Куширо (Kushiro, 1965). Показано, в частности, что эволюция оливинного толеита в условиях низкого давления приводит к образованию пересыщенных SiO₂ толеитов, в условиях же высокого давления расплав эволюционирует в сторону щелочных оливинных базальтов. Таким образом, речь идет о различных условиях выплавки и последующей эволюции единого толеитового расплава из субстрата мантии. Способность к резкому отщеплению от родоначальных базальтовых магм расплавов, обогащенных SiO₂, имеет важное значение и будет обсуждена ниже, при рассмотрении вопроса о генезисе кислых магм.

Как упоминалось выше, работами Г. Макдональда и, главным образом, супругов Энгелей установлено, что развитие ряда толеитовый базальт — оливинный щелочной базальт — пикрит является характернейшей чертой вулканизма океанических хребтов. Но в пределах подвижных тектонических систем типа Курил и Камчатки вулканические породы этой серии широко распространены лишь на ранних этапах развития, отвечающих эпохе формирования кремнисто-вулканогенных серий верхнего мела — палеогена. С момента перехода этих подвижных тектонических систем к этапу развития островной дуги (т. е. начиная с верхнего олигоцена — нижнего миоцена) характер вулканизма резко изменяется, и вплоть до настоящего времени здесь развивается базальтовый вулканизм ряда толеитовый базальт — высокоглиноземистый базальт (ряд Куно). В районах, где имеются данные для сравнения состава четвертичных и неогеновых базальтов (Камчатка, Курилы, Япония), в случае унаследованного развития вулканического пояса и сохранения его положения в тектонической системе состав базальтов выдержан на протяжении всего периода с миоцена до настоящего времени. Этот факт отмечался для отдельных районов (Фаворская, 1964; Эрлих, 1966; Горшков, 1967). Теперь мы можем констатировать, что это — общая закономерность, единственным объяснением которой является постоянство условий выплавки базальтов из мантии в течение всего этого периода (более 30 млн. лет). С учетом этого можно четко определить временные границы крупнейшего изменения состояния верхней мантии в рассматриваемых районах периодом, предшествующим заложению миоценовых вулканических поясов.

В целом можно констатировать, что выделенные ряды базальтового вулканизма подвижных систем представляют собой важнейшую характеристику геотектонического процесса

(его направленности и стадийности развития).

Остановимся далее на зависимости пространственного распределения четвертичных базальтов ряда Куно и их петрохимических параметров от структурной позиции вулканов. Содержание анортитовой извести и темноцветных компонентов в базальтах отражает глубинные процессы дифференциации и степень фракционированности магмы и варьирует в широких пределах. Содержание же щелочей в базальтах тектонически однородной зоны изменяется очень мало, это своего рода постоянная, характеризующая тектонические условия выплавки из мантии.

Величина дисперсии отражает суммарный эффект степени дифференциации базальтов и ошибки анализа. Поскольку имеющийся материал очень разнороден по качеству аналитических работ, можно сравнивать дисперсии средних содержаний компонентов лишь тех районов, где достаточно уверенно можно говорить о качестве анализа.

Интервал рассеивания для средних содержаний щелочей (рис. 45) в базальтах Изу-Бонин, Фосса-Магна, зоны Назу, Кюсю, района Внутреннего моря Японии, Центральных Курил, Восточной Камчатки и Центральной Камчатской депрессии не превышает 0,1 % ¹. Во всех районах, за исключением Внутреннего моря Японии, зоны Назу и Центральной Камчатской депрессии, он менее 0,05%.

Следовательно, величина эта не зависит от мощности коры, что неопровержимо свидетельствует об отсутствии влияния на щелочность базальтов явлений, связанных с ассимиляцией корового материала. Мы можем говорить о постоянстве содержаний щелочей в базальтах при фиксированном содержании SiO₂ в пределах тектонически однородных зон. Единство это дополнительно подтверждено расчетами средних составов базальтов отдельных вулканических групп, в частности для ряда вулканов Курил, зоны Назу и о-вов Изу. Частные значения средних полностью совпадали со средними, полученными для соответствующей зоны в целом. Постоянство содержания окислов щелочей является важнейшей характеристикой базальтов того или иного вулканического пояса или его тектонически однородной части. Подобная выдержанность состава явно указывает на то, что мы имеем дело не с процессом, происходящим в изолированных вулканических каналах, а с единым по характеру процессом выплавки базальта из мантии, но в разной тектонической обстановке.

Переход от одного типа базальтов к другому происходит не путем постепенного изменения содержания в них щелочей и кальция от вулкана к вулкану, а резким скачком. Таковы резкие изменения состава базальтов зоны Ширетоко-Акан на Северо-Восточном Хоккайдо сравнительно с составом базальтов Южных Курил, базальтов вулканов Южной Камчатки сравнительно с базальтами вулканов о-вов Парамушир или базальтов района Хаконе (на окончании зоны Изу) сравнительно с базальтами прилегающей к ним южной части зоны Назу. При этом мощность коры совершенно не влияет на среднее содержание рассматриваемых окислов и величину стандартного отклонения. Показателем этого служит неизменность состава базальтов при переходе вулканических зон Изу или Рюкю соответственно в район Фосса-Магна и на о. Кюсю, т. е. в области со значительно большей мощностью коры. Аналогичная картина наблюдается вдоль Большой Курильской гряды, где мощность коры резко изменяется от Центральной группы островов в направлении на север и юг, к Камчатке и Хоккайдо.

Важным следствием из вывода о постоянстве содержания щелочей в пределах единой вулканической зоны является обратное заключение: в тех редких случаях, когда щелочность базальтов резко изменяется по простиранию зоны, можно говорить об изменении тектонической обстановки на этом участке. Так, изменение щелочности базальтов вулканов Шоканбетсу, Иррумукеппу и Рипири, расположенных в центральной и северной частях Хоккайдо, сравнительно с базальтами зоны Назу, на продолжении простирания которой они находятся, связано с резким изменением геологической природы и степени подвижности фундамента этих вулканов: в первом случае вулканы аккумулятивно насажены на неогеновый тыловой прогиб орогенической зоны

¹ Анализы по всем перечисленным районам отличаются высоким качеством. Значительная часть анализов по различным районам Индонезии выполнена до 1950 г., когда определение щелочей проводилось без применения пламенной фотометрии. То же относится и к большинству анализов по Северным и Южным Курилам, Срединному хр. Камчатки и Олюторскому прогибу. Показательно некоторое увеличение интервала рассеивания для Центральной Камчатской депрессии, где при расчете средних составов также было использовано небольшое число старых анализов.

отставание (на переходных этапах) изменения химизма сравнительно с тектоническими преобразованиями. Уровень этого отставания можно определить по разности содержания щелочей в базальтах внутренних и внешних зон, которая, учитывая постоянство содержания щелочей в базальтах внутренних зон, характеризует стадию эволюции щелочности базальтов внешних зон:

Пары вулканических зон	$\Delta \text{Na}_2\text{O}$	$\Delta \text{K}_2\text{O}$	$\Delta \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$
Назу - Чокаи	1,1	0,8	1,9
Киришима — Унзен-Куджу	0,8	0,52	1,08
Вулкан Кракатау — внутренняя зона Суматры	0,56	0,52	1,08
Северная группа Большой Курильской гряды — Западная вулканическая зона Курил	0,2	0,4	0,6
Восточно-Камчатская вулканическая зона — зона Срединного хребта Камчатки	0,3	0,3	0,6
Центральная Камчатская депрессия — зона Срединного хребта Камчатки	0	0	0

В целом все эти явления объясняют продольную и поперечную зональность в распределении различных по щелочности типов базальтов вулканических поясов западной части Тихоокеанского пояса.

Параллельно с изменением содержания щелочей и кальция меняется, хотя и в меньшей мере и по другим законам, содержание других компонентов. Во-первых, меняется соотношение Fe_2O_3 и FeO в базальтах (не окисленных в поверхностных условиях) — показатель относительной величины парциального давления кислорода в магме. Содержание Fe_2O_3 в среднем составе базальта большинства районов колеблется незначительно — от 0,9 до 4,3%, FeO — от 5—3 до 7%. Однако содержание FeO резко возрастает в толеитовых базальтах Изу-Хаконе, а также в переходных, наиболее низкощелочных базальтах зон Назу и Северо-Восточного Хоккайдо: от 9 до 7% соответственно. Отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ имеет минимальные значения в базальтах зоны Изу, последовательно возрастает в базальтах Назу и Хоккайдо и почти постоянно в остальных зонах. Стабилизация этого отношения на определенном уровне, отвечающем конечному типу базальтов стабилизированных областей, происходит значительно быстрее, чем это имеет место для Na_2O и K_2O . Этим и объясняется однотипность гистограмм распределения FeO и Fe_2O_3 внутренних и внешних вулканических зон.

Соответственно изменению содержания CaO , но в обратном направлении изменяется содержание MgO . Для базальтов зоны Изу-Хаконе оно составляет 4,5%, а в базальтах внешних зон оно последовательно возрастает от этого значения до 5,7%. В подавляющем большинстве внутренних вулканических зон, где развит ареальный вулканизм, базальты резко обогащены MgO (5,5— 6,5%, а в Олюторском прогибе и Сикоку до 9%). В тех внутренних зонах, где ареальный вулканизм отсутствует (Унзен-Куджу, внутренняя зона Явы), содержание MgO в базальтах резко понижено (4,9%). Однако количество проанализированных образцов из этих зон несопоставимо велико по отношению к остальным, и создается ложное впечатление однотипности гистограмм распределения MgO в базальтах внешних и внутренних зон (см. рис. 46). Al_2O_3 очень мало в базальтах островных дуг, выдвинутых в сторону океана (15—16% для зоны Изу и Тонга-Кермадек). Характер распределения Al_2O_3 в базальтах внешних и внутренних зон близок и отличается лишь асимметрией кривой: во внешних зонах до 30% проанализированных образцов содержат Al_2O_3 более 20%, во внутренних зонах количество проанализированных образцов с таким содержанием Al_2O_3 не превышает 3%. Резкое падение содержания Al_2O_3 (до 15—16%) наблюдается в наиболее стабилизированных областях, таких как район Олюторского прогиба. TiO_2 в толеитовых базальтах и базальтах внутренних вулканических зон на 0,2—0,3% меньше, чем в базальтах внешних зон (см. рис. 45).

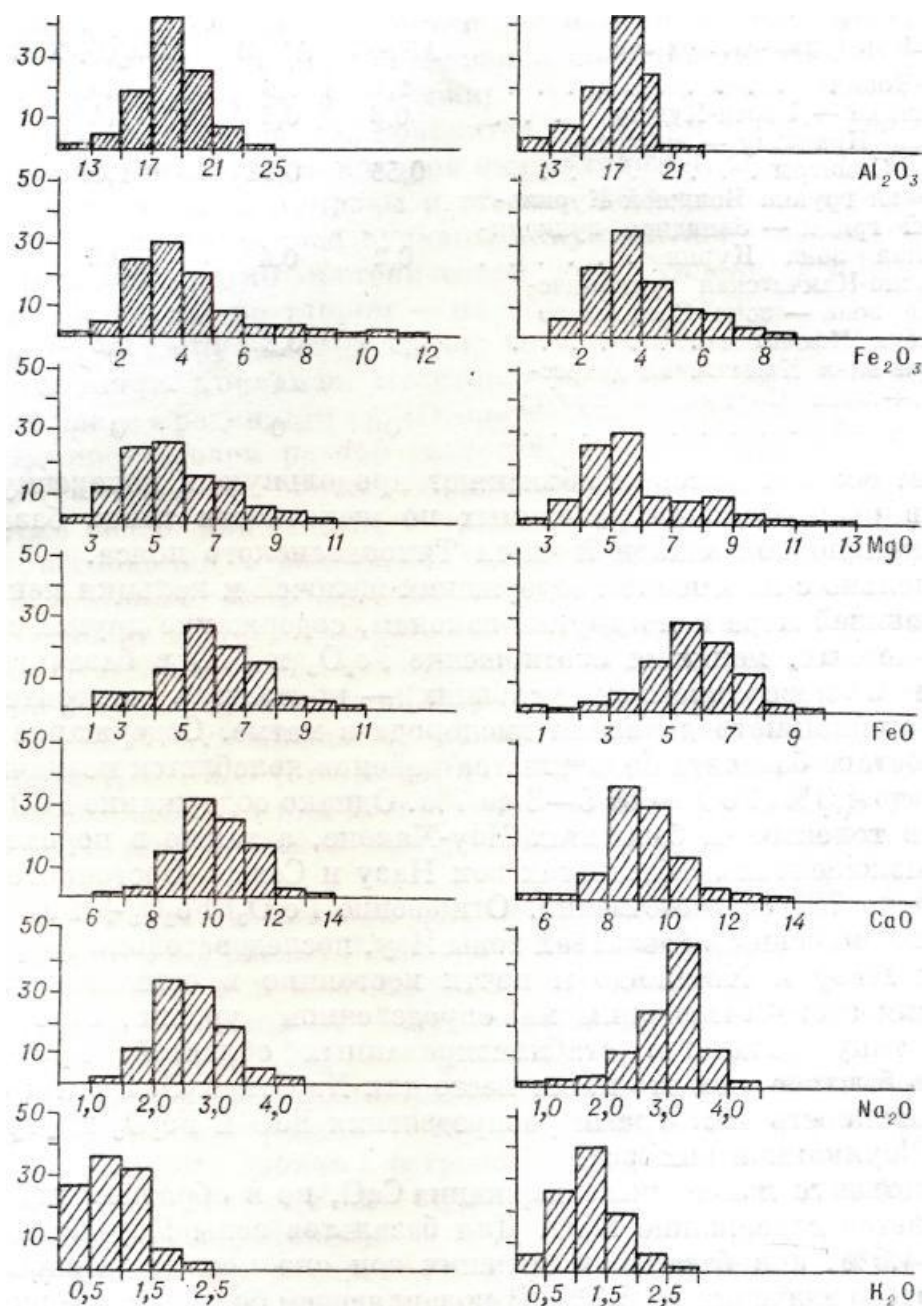


Рис. 46. Суммарный характер распределения петрогенных окислов в четвертичных базальтах внешних (А) и внутренних (В) вулканических зон. Для колонки А использовано 179, а для колонки В — 240 анализов.

Приведенная сводка позволяет выделить два устойчивых типа базальтов: 1) толеитовые базальты островных дуг, выдвинутых в сторону океана, близкие к нормальным океаническим толеитам; 2) высокоглиноземистые базальты внутренних вулканических зон с повышенным содержанием щелочей. Можно выделить также третий тип — переходных высокоглиноземистых базальтов, характеризующихся промежуточным содержанием MgO , K_2O и Al_2O_3 между этими крайними типами.

Щелочность базальтов стабилизированных областей, находящихся в стадии зрелого оргена, и прилегающих областей континента равна щелочности базальтов второго из выделенных типов, но содержание Al_2O_3 резко сокращается до 15—16%. Их можно определить как щелочные толеитовые базальты. Базальты эти по ряду признаков принадлежат к оливиновым толеитам, членам ряда Энгелей, дающим переход к щелочным оливиновым базальтам. Базальты районов Окленда и Короманделя тыловой вулканической зоны Северного о-ва отвечают нормальному типу оливиновых щелочных базальтов.

Существование устойчивых типов базальтов указывает на неправомерность предложенного Х. Куно метода определения состава исходной магмы исключительно на основании данных по афировым разностям пород. На противоречие этого подхода указывал Г. Йодер и К. Тилли (1965). К их замечаниям можно лишь добавить, что исключение порфировых разностей из рассмотрения приводит к тому, что в каждом отдельном случае мы имеем дело не с первичным расплавом, а с остаточным после фракционирования той или иной части кристаллической фазы.

Несмотря на отмеченную асинхронность развития химических типов базальтов и этапов становления структуры, можно говорить об общем параллелизме развития пород ряда Куно от толеитов до высокоглиноземистых базальтов по мере увеличения зрелости структуры и обратном переходе от высокоглиноземистых щелочных базальтов к «континентальным», т. е. обогащенным щелочами оливиновым толеитам и щелочным оливиновым базальтам, во внутренних вулканических зонах.

Дифференциация в отдельных вулканах собственно базальтовых серий характеризуется общим накоплением железа в тройной системе $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{MgO}$. Это хорошо видно на диаграммах, построенных для отдельных вулканов, таких как Ключевская, Кроноцкая и Вилючинская сопки. Постоянство величины alkal свидетельствует о незначительной роли аккумуляции кристаллической фазы. Однако наиболее основные разности базальтов содержат значительное количество фенокристаллов темноцветных минералов, в первую очередь высокомагнезиального оливина с более 80% форстеритовой молекулы. Как правило, эти явления наблюдаются при формировании базальтов более основных, чем «средние базальты» района. Подобные базальты пониженной основности близки к типу оливиновых толеитов, родоначальных для ряда Ангелей, отличаясь от них повышенным содержанием щелочей (Na_2O до 3%, K_2O — 1,2%). Излияния их связаны с заменой общего гомодромного хода дифференциации антидромным: они обычно поступают на поверхность в заключительные фазы извержений, при излиянии лав, отвечающих наиболее глубоким горизонтам подводящего канала (Пийп, 1956).

Образование базальтов, близких к родоначальным членам ряда Ангелей, в ходе развития базальтового вулканизма, соответствующего ряду Куно, имеет важное значение. Мы вернемся к обсуждению его в конце следующего раздела.

Петрохимия базальт-андезитовых серий

Вулканические породы базальт-андезитовой серии образуют непрерывный ряд от базальтов до андезитов. Непрерывность ряда и единство объединяемых в нем пород определяются принадлежностью их к единым геологическим ассоциациям и однотипностью поведения их петрохимических характеристик. Породы базальт-андезитовой серии образуют страто- и кальдеравулканы, которые имеются во всех тектонических системах выделяемых типов. Поэтому серия эта может быть определена как транзитная. Однако наибольшим развитием она пользуется в пределах островных дуг нормального типа (системы типа Курил) и внешних вулканических поясах подвижных систем типа Камчатки.

Хотя породы серии образуют широкий ряд от собственно базальтов до кислых андезитов, они имеют единый петрографический облик, и по этому признаку подавляющую массу пород, невзирая на их химизм, можно определить как двупироксеновые андезиты. Это порфировые породы, где в роли вкрапленников выступают кристаллы среднего плагиоклаза гиперстена и моноклинного пироксена (авгита). В виде единичных зерен присутствует оливин (гиалосидерит). Амфибол относительно редок. Пирокластические породы составляют 10—30% разреза вулканических построек. Породы серии образуются в ходе гомодромного развития вулканического аппарата, причем отмечены случаи, когда в процессе одного извержения на поверхность последовательно доставлялись вулканические продукты, охватывающие весь ряд от андезитов до базальтов включительно или значительные части этого ряда, в интервале 6—8% SiO_2 . Не менее характерны, однако, вулканические постройки, полностью сложенные андезитами при полном или практически полном отсутствии базальтов.

Принадлежность конкретного ряда пород к базальт-андезитовой серии, независимо от количественного соотношения в нем базальтов и андезитов, определяется резким изменением соотношения параметров b и c , т. е. темноцветных компонентов и анортитовой извести, по сравнению с породами собственно базальтовых серий. Значение параметра c в ходе дифференциации базальт-андезитовых серий либо остается постоянным (проекция вариационной кривой на плоскость csb диаграммы А. Н. Заварицкого идет параллельно оси sb), либо в случае, соответствующем трахиан-

дезитовым сериям, несколько убывает (соответствующая проекция вариационной кривой наклонена к оси *sb* под углом 30°). Таким образом, главной чертой дифференциации пород базальт-андезитовой серии является резкое убывание темноцветных компонентов при постоянном или слабо убывающем количестве анортитового компонента в расплаве. Такой ход кристаллизации резко противостоит процессу дифференциации собственно базальтовых серий.

Проекции фигуративных точек средних составов пород базальт-андезитовых серий из различных тектонических зон при усреднении в равных интервалах кислотности образуют параллельные рои, каждый из которых в проекции на плоскость *asb* диаграммы Заварицкого располагается под углом 45° к оси *sb*. Другими словами, увеличение щелочности пород базальт-андезитовой серии при равном содержании SiO_2 идет сугубо за счет уменьшения содержания темноцветных компонентов (параметр *b*) и не связано с анортитовой известью, как в собственно базальтовых сериях.

Одна из важнейших характеристик процесса дифференциации базальт-андезитовых серий — скорость накопления щелочей в остаточных порциях расплава, последовательно подаваемых на поверхность в ходе эволюции того или другого вулканического аппарата. Критерием ее оценки могут служить углы наклона вариационных кривых к оси *sb* на диаграмме А. Н. Заварицкого или кривых соответствующих окислов по отношению к SiO_2 (ось абсцисс) по диаграмме Харкера.

Среди выделенных П. Бурри и позже А. Н. Заварицким серий вулканических пород отмечалось два типа, различных по скорости накопления щелочей. Для первого из них угол наклона вариационной кривой в проекции на плоскость *asb* к оси *sb* равен 30° . Это серии Пеле, Йеллоустонского парка, Лассен Пик, Этны. Для кривых второго типа соответствующий угол равен 30° (Таити, Буфумбира). Но анализом этой характеристики практически не занимались вплоть до конца 50-х годов, когда Г. С. Горшков, указав на ее большое значение, выделил два класса пород — океанических и континентальных, отличающихся скоростью накопления щелочей. Эту разницу он объяснял различием строения верхней мантии материков и океанов.

Позднее автор путем анализа петрохимического материала установил в кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции два типа вулканических построек, различных по скорости нарастания количества щелочей в ходе дифференциации; соответствующие углы наклона для них равны 15° и 30° . Было констатировано, что тип дифференциации не зависит от возраста вулканической постройки и ее положения в пределах той или иной вулканической зоны. В связи с этим высказывалось предположение, что скорость накопления щелочей зависит от типа вулкана: для щитовых и близких к ним вулканов характерен угол 30° (т. е. значительная скорость накопления щелочей), а для стратовулканов — угол 15° (Эрлих, 1966 б).

В более поздней работе Г. С. Горшков после анализа петрохимии вулканов островных дуг установил, что скорость накопления щелочей в ходе дифференциации вулканов азиатской и американской частей Тихоокеанского пояса неодинакова (Горшков, 1967): для первых угол между вариационной кривой в проекции на плоскость *asb* равен 15° , а для вторых. — $7,5^\circ$. Переход между вулканами с различным типом дифференциации происходит резким скачком, приуроченным к центральной части Алеутской дуги в районе сочленения ее западной и восточной ветвей. Г. С. Горшков объяснил этот скачок различием состава верхней мантии обоих звеньев Тихоокеанского кольца.

Однако Г. С. Горшков в каждом случае рассматривает среднюю кривую для вулканов района, которая отражает преобладающую в районе скорость накопления щелочей. Особенности же отдельных вулканов затушевываются. Интересно отметить разницу в угле наклона вариационной линии средних составов лав Центральной группы Курильских островов, полученных Г. С. Горшковым и нами. По расчетам Г. С. Горшкова (1967), угол наклона вариационной кривой к оси *sb* равен 15° . Рассчитанная автором кривая наклонена к той же оси под углом 30° . Разница объясняется тем, что Г. С. Горшков включил в расчет образцы вулканических пород с о. Симушир, которые мной рассчитывались отдельно. В результате тенденция к повышенной скорости накопления щелочей в докальдерных постройках ряда вулканов была затушевана, и суммарный угол наклона кривой уменьшился. Последние исследования Н. В. Огородова внесли коррективы такого же типа и в ранее изложенные мной представления о скорости накопления щелочей в вулканах Срединного хребта (Эрлих, 1966). Из приведенного материала следует, что в пределах данной территории намечаются четыре типа скорости накопления щелочей в ходе дифференциации. Они характеризуются четко фиксированными углами наклона вариационных кривых к оси *sb* в проекции на плоскость *asb*. Это углы 7 — $7,5$; 15 ; 22 — $22,5$; 30° . Промежуточные типы фактически отсутствуют. Подобная, типизация процесса и дискретность типов наклона кривых позволяют говорить о том,

что скорость нарастания концентрации щелочей в ходе дифференциации обусловлена не ассимиляцией, а процессом, связанным с исходной магмой. Таким процессом может являться диффузия летучей фазы из глубинного очага к поверхности, тесно связанная с тектоническим режимом вулканической зоны или участка локализации вулканического центра. В случае свободного поступления летучих на поверхность (значительная степень раскрытия трещин или постоянная «прочистка» канала) накопление будет минимальным, и, напротив, оно будет резко возрастать по мере стабилизации тектонического режима. Линии с углом наклона 30° к оси sb соответствуют эвтектикам системы анортит — диопсид — альбит.

Обратимся к пространственному распределению вулканов с различным типом нарастания содержания щелочей в ходе дифференциации. Прежде всего, можно отметить независимость этого процесса от тектонического положения вулкана.

Серии пород вулканов зоны Изу-Бонин дают кривые с наклоном 15° к оси sb в проекции на плоскость asb . В то же время соответствующий угол вариационной кривой вулканов района Фосса-Магна равен 22° . Вариационные линии вулканов Назу и Азума образуют угол $7,5^\circ$, в то время как линии смежных с ними вулканов Ивате, Тарумаи имеют угол 15° . Два типа накопления щелочей в ходе дифференциации в вулканах зоны Назу отмечались японскими исследователями (Kawano, Yagi, Aoki, 1961). Различие в скорости накопления щелочей, в частности K_2O , хорошо фиксируется при сравнении серий до- и посткальдерной построек вулкана Асо.

Особо следует остановиться на проявлениях повышенной скорости накопления щелочей в вулканических сериях. На Камчатке вариационную кривую с углом наклона, равным 30° , дают следующие вулканические постройки и комплексы: комплекс нижнечетвертичных платоэффузивов Восточной Камчатки, докальдерная постройка вулкана Горелый, комплекс основания Ключевской группы вулканов и вулкана Уксичан. В других районах подобный тип кривой дают вулканы Суванозе-шима, Кракатау, Батур и Мерапи. Учитывая повышенное содержание суммы щелочей в андезитах этих вулканов (до $6,5$ — 8% при 57 — 59% SiO_2), подобные породы можно определить как трахиандезиты. Однако ни в одном случае кривая с таким наклоном не доходит в область кислых вулканических пород; в тех случаях, когда на соответствующих вулканах имеются экструзии дацитов и липаритов, содержание суммы щелочей в них, по крайней мере, не возрастает сравнительно с трахиандезитами, а, как правило, даже несколько понижается. Таким образом, выясняется ограниченность проявления трахиандезитовой ветви дифференциации — в этом смысле, несмотря на формальное сходство, данные вулканы отличаются от океанических и континентальных серий, дифференциация которых доходит до трахитов и трахилипаритов.

Изучение вулкана Уксичан в Срединном хр. Камчатки (Огородов, Кожемяка, Важеевская, Огородова, 1966) и плато Удинского дола в Ключевской группе вулканов (Гимербаева, 1967) показало, что в разрезе одной и той же вулканической постройки содержание щелочей изменяется незакономерно, резко варьируя в смежных потоках. При этом количество Na_2O равномерно нарастает пропорционально с возрастанием концентрации SiO_2 , в то время как K_2O меняется по двум законам. В результате параллельно развиваются ряд трахиандезитов (угол наклона проекции вариационной кривой к оси sb в проекции на плоскость asb равен 30°) и нормальный ряд базальт—андезит (соответствующий угол равен 15°). Наиболее основные разности лав имеют постоянную щелочность, отвечающую среднему составу базальтов вулканической зоны; различие в содержании щелочей выявляется лишь в ходе дифференциации. Возрастание щелочности не отражается на составе вкрапленников — лишь в основной массе появляется калиевый полевой шпат. Отмечено также присутствие анальцима. Все эти факты позволяют говорить о том, что диффузия щелочей и накопление их в остаточных порциях расплава происходят неравномерно и меняются иногда даже в пределах смежных потоков одного вулкана (или, другими словами, при последовательных извержениях), причем эти явления не фиксируются в накоплении кристаллической фазы.

В настоящее время неизвестны проявления трахиандезитов в пределах подвижных тектонических систем типа Бонин, и они единичны на территории нормальных островных дуг типа Курил; развитие серий такого типа начинает достаточно широко проявляться в тектонических системах типа Камчатки. Как уже упоминалось, Ю. А. Кузнецов (1964) относит к трахиандезитовому типу вулканические серии Йеллоустонского парка. Все это отражает тенденцию постепенного перехода к трахиандезитовым сериям по мере стабилизации подвижных областей.

Поведение других существенных петрохимических критериев в ходе развития базальт—андезитовых серий имеет следующие особенности.

1. Вариационные линии вулканов базальт—андезитовой серии на тройных диаграммах MgO — $Fe_2O_3 + FeO$ — $Na_2O + K_2O$ для андезитовых стратовулканов характеризуются общим убыва-

нием концентрации железа и накоплением щелочей. Точка начала этой кривой, соответствующая начальным стадиям кристаллизации, характеризуется повышением содержания железа и лежит на окончании кривой собственно базальтовых серий.

2. Постоянство величины a_{Ca} в породах андезитовой серии указывает на малую роль или полное отсутствие аккумуляции кристаллической фазы в ходе кристаллизации.

3. Нарастание величины отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ по мере увеличения дифференцированности пород базальт-андезитовых серий указывает на возрастающее парциальное давление кислорода в ходе кристаллизации.

Итак, для базальт-андезитовых серий можно констатировать следующее.

1. Наличие четко фиксированных закономерностей соотношений различных петрохимических характеристик и типов петрохимических ассоциаций в породах рассматриваемой серии свидетельствует об отсутствии (или практическом отсутствии) процессов ассимиляции корового материала при их формировании. Во всяком случае, петрохимические методы следов ассимиляции не обнаруживают.

2. Эволюция серии характеризуется резким убыванием в ходе гомо-дромного развития количества темноцветных компонентов при соответствующем возрастании роли SiO_2 в последовательно поступающих на поверхность порциях расплава. При этом наблюдается прогрессирующее накопление щелочей и, по-видимому, летучих компонентов в остаточных его порциях.

3. Отсутствие заметной аккумуляции кристаллической фазы, смена в ходе одного извержения всего комплекса пород серии или значительной его части, постоянство ассоциации андезитов с базальтами и отсутствие в разрезах вулканических серий ряда пород, комплементарных ряду базальт—андезит, указывает на то, что зачастую основным процессом дифференциации серии является фракционирование базальтовой магмы, скорее всего протекающее в пределах подводного вулканического канала, при повышенной роли летучих компонентов.

4. В то же время наличие самостоятельных андезитовых и андезито-базальтовых вулканов с малым количеством или полным отсутствием в разрезе базальтов свидетельствует о возможности отделения андезитовых магм от исходного субстрата в подкоровой области. Экспериментальное воспроизведение одного из вариантов выплавки андезита из базальтов в условиях мантии можно найти в широко известной работе Д. Грина и А. Рингвуда (Петрология верхней мантии, 1968).

Все сказанное подтверждает предположение Г. С. Горшкова о «мантийном» источнике андезитовой магмы и ее происхождении в результате фракционирования базальтового расплава.

Вывод о том, что базальт-андезитовые серии являются продуктом эволюции исходной базальтовой магмы, ставит перед нами проблему соотношения химизма вулканических пород, поступающих на поверхность, и тех продуктов дифференциации, которые накапливаются в нижних частях подводного канала, вторичных магматических камерах в коре и зоне магмообразования в верхней мантии. Ее можно определить как проблему магматических остатков. Она складывается из двух самостоятельных вопросов.

Во-первых, как следует из приведенного материала, на поверхность могут подаваться лишь средние и конечные продукты дифференциации исходной базальтовой магмы. Совпадение вариационных линий неполных рядов дифференциации этих вулканов с участками стандартных вариационных кривых, выведенных выше, с одной стороны, является доказательством возникновения образующих их пород в ходе нормального процесса эволюции базальтовых магм, а, с другой стороны, недостающие участки кривой можно рассматривать как отражение состава интрузивной фации данного вулкана. Особенно характерно отмеченное во втором разделе этой главы последовательное убывание максимальных значений параметра b по мере увеличения зрелости подвижных тектонических систем от островных дуг, выдвинутых в сторону океана (тип Бонин), до тектонических систем типа Камчатки, т. е. по мере увеличения мощности земной коры в пределах вулканических поясов.

Так, по мере движения вдоль Зондской дуги с востока на запад параметр b в базальтах и андезито-базальтах вулканов центрального типа изменяется следующим образом: Восточная Индонезия — 30—35, Ява — 20—25, Суматра — до 20. Аналогично изменение b при движении от Центральных Курил к внешним вулканическим зонам Камчатки и Японии (Центральные Курилы — $b = 30$, Северные и Южные Курилы — $b = 25$, зона Назу и Восточная Камчатка — $b = 20$, редко до 25). Подобная картина наблюдается практически повсеместно. Крайне важен и тот факт, что в пределах единого вулканического пояса основность (и щелочность) базальтов, связанных с вулканами посткальдерной стадии развития, расположенными в крупных вулкано-тектонических де-

прессиях, резко изменяется. Ранее мной отмечалось, что базальты подобных вулканов на Камчатке обладают пониженной основностью и щелочностью; изменяется и степень дифференцированности их вулканических продуктов, доходящая не до андезитов, как обычно, а до дацитов и липаритов. Это явление прямо связывалось с локализацией интрузий в коре (Эрлих, 1966).

Во-вторых, следует учесть, что продукты дифференциации исходной базальтовой магмы, наблюдаемые в виде поступающих на поверхность вулканических пород, представляют собой прогрессирующий по кислотности ряд. Подобное одностороннее развитие процесса невозможно без компенсирующего накопления продуктов, прогрессирующих по основности. Ключевыми в этом отношении являются две группы фактов. С одной стороны, как уже отмечалось, при развитии на поверхности вулканических пород ряда Куно в виде конечного продукта зачастую образуются оливиновые толеиты, близкие к родоначальным магмам ряда Ангелей. С другой стороны, источником данных о накоплении темноцветных компонентов в ходе развития вулканических пород ряда толеитовый базальт — высокоглиноземистый базальт — андезит — дацит являются родственные включения, постоянно встречаемые в породах вулканов. Несмотря на то, что данные о их составе относительно немногочисленны, уже можно сделать некоторые важные выводы.

В базальтах и андезито-базальтах среди включений чаще всего встречаются габбро. По составу они разделяются на два типа. В вулканах, где состав базальтов отвечает толеитам или высокоглиноземистым базальтам с относительно пониженным содержанием анортитового компонента, обычны включения габбро, резко обогащенные Al_2O_3 и CaO . Так, габбро в лавах вулкана Кракатау при концентрации SiO_2 несколько выше 47% содержат Al_2O_3 более 21%, а CaO — 11 — 12% (Westerveld, 1952). В области развития высокоглиноземистых базальтов более обычны высокожелезистые габбро с пониженным содержанием анортитового компонента. В качестве примера в табл. 27 приведен состав габбро в лавах Ключевской группы, по В. И. Влодавцу (1940), где при 50% SiO_2 суммарное содержание железа превышает 11%, содержание Al_2O_3 не достигает 16%, CaO — 11%. Образец характеризуется очень низкой щелочностью, обычной для толеитов. Эти черты химизма усиливаются во включениях порфировых базальтоидов, описанных Ю. М. Дубиком в андезитах купола Новый на Безымянной сопке (табл. 27). При содержании SiO_2 50,66 и 48,28% количество Al_2O_3 составляет лишь 10,87 и 12,15%, в то время как содержание MgO достигает 11,81 и 8,72%. В андезитах одного из куполов Безымянной сопки В. А. Ермаков отмечает включения сильно железистых габбро и амфиболовых перидотитов.

Фигуративные точки составов всех отмеченных включений в лавах вулканов Ключевской группы отвечают ряду Ангелей. К породам того же ряда относятся и базальты Харчинского вулкана, непосредственно примыкающего к Ключевской сопке с севера. В этих породах при исходном толеитовом составе непорфировых лав отчетливо фиксируется влияние аккумуляции кристаллов темноцветных минералов. Следовательно, в Ключевской группе вулканов при развитии на поверхности вулканических пород ряда Куно на глубине накапливаются магматические остатки, состав которых отвечает ряду Ангелей.

Как известно, для базальтов океанических областей и трахибазальтовых серий континентов обычны включения ультраосновных пород, содержащих оливин, хром-диопсид, авгит, шпинель, а иногда гранаты пироп-альмандинового ряда (Денисов, 1965; Forbes and Kuno, 1965). В. Л. Масайтис (1966) и одновременно Р. Форбс и Х. Куно (Forbes and Kuno, 1965) указывают на идентичность состава включений в базальтах по обе стороны линии вулканических поясов островных дуг — в океанических областях и на С. 176 континентах. В то же время в толеитовых и высокоглиноземистых базальтах подвижных тектонических систем западной части Тихоокеанского кольца подобные включения не встречены. Включения ультраосновных пород фиксируются здесь лишь в андезито-базальтах и андезитах. На вулканах Авачинская сопка (Восточная Камчатка) и Ламингтон (Нов. Гвинея) подобные включения связаны с массовыми выбросами андезитового пирокластического материала, на Ключевской сопке и вулкане Канага (Алеутские о-ва) они ассоциируют с андезито-базальтами. Характерной чертой состава этих включений является очень низкое содержание CaO , Al_2O_3 при повышенной магниальности. Минералогия их отличается пониженной железистостью энстатита и диопсида, а также полным отсутствием граната. Основные минералы включений — оливин, отвечающий почти чистому форстериту, ромбический и моноклинный пироксен — более основные, чем соответствующие минералы базальтов. Все эти особенности свидетельствуют о едином их происхождении в ходе переработки мантии при выплавке и последующей эволюции родоначального магматического расплава. Наконец, отметим, что в лавах побочных кратеров Ключевской сопки Б. И. Пийпом (1956) обнаружены мелилитовые включения.

ТАБЛ 27

Состав родственных включений основных и ультраосновных пород в четвертичных эффузивах

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	40,60	39,90	46,50	47,92	50,66	48,28	50,28	32,04	47,19	47,71	47,48	46,55	40,10	41,22	42,82	39,64	42,74
TiO ₂	—	Сл.	0,86	0,86	0,60	0,85	0,94	0,51	0,64	0,99	2,44	0,77	0,42	0,13	0,10	0,42	0,16
Al ₂ O ₃	1,57	0,91	14,81	8,66	10,87	12,45	15,72	10,86	21,34	21,03	10,44	15,52	27,15	24,06	25,03	26,39	26,46
Fe ₂ O ₃	0,80	6,40	11,25	5,72	4,32	6,57	3,63	3,38	3,55	1,73	3,52	9,47	4,13	1,65	0,90	1,56	0,76
FeO	7,56	—	2,43	5,82	6,95	5,95	7,80	1,54	4,64	4,78	4,97	4,32	5,40	5,55	4,66	6,04	4,16
MnO	0,02	0,11	0,23	0,24	—	—	—	0,09	0,57	0,06	0,13	0,18	0,32	0,12	0,12	0,10	—
MgO	49,16	52,30	11,20	17,68	11,81	8,72	7,73	4,17	8,90	9,14	13,71	14,36	7,97	12,69	9,42	9,71	11,09
CaO	0,44	—	9,93	10,23	10,98	13,76	10,24	44,35	11,53	12,16	10,86	6,92	13,35	13,38	15,94	15,64	14,15
Na ₂ O	0,10	—	1,83	1,33	2,28	2,54	1,61	1,03	1,90	2,05	1,97	1,78	0,95	0,34	0,50	0,69	0,73
K ₂ O	0,06	—	0,36	0,31	0,77	1,01	0,66	0,16	0,34	0,29	1,30	1,72	0,15	—	—	0,32	0,04
H ₂ O ⁻	—	—	0,16	0,16	0,05	0,03	—	0,66	0,16	0,07	0,03	—	0,06	0,50	0,12	0,06	0,03
H ₂ O ⁺	—	—	0,52	1,00	0,84	0,38	0,20	0,32	0,05	—	Сл.	—	0,78	0,12	0,10	—	—
P ₂ O ₅	0,01	—	0,09	0,05	—	—	0,10	—	0,10	0,38	—	—	—	—	—	0,03	0,03
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,33	—	0,09	—	—	—	—
	100,47	99,62	99,88	100,00	100,13	100,24	99,86	99,59	100,40	102,2	99,89	99,71	100,67	99,76	99,60	100,80	100,35

Параметры, по А. Н. Заварицкому

a	0,3	—	4,4	2,9	5,7	6,8	4,4	2,4	4,9	5,1	5,8	6,1	2,6	0,8	1,2	2,2	1,9
c	0,4	—	7,7	3,6	3,8	4,4	8,4	5,7	12,5	12,1	3,7	7,1	18,4	17,1	17,9	18,5	18,5
b	66,0	—	34,9	43,9	36,6	35,6	28,2	66,8	25,8	25,7	38,5	34,3	27,0	31,3	27,1	28,8	26,0
s	33,3	—	53,2	49,6	53,3	53,2	58,9	35,0	56,7	57,0	53,2	52,4	52,0	50,8	53,8	50,5	53,6
f'	8,6	—	33,4	21,8	24,9	24,8	38,2	7,8	30,2	24,7	19,6	27,3	56,5	74,1	65,1	63,4	79,2
m'	91,2	—	53,9	61,0	48,3	38,0	47,0	11,6	61	62,3	57,5	69,5	36,7	23,7	21,8	27,4	19,4
c'	0,1—0,2	—	12,3	17,2	26,8	37,2	10,3	79,1	8,6	11,9	22,8	3,6	—	2,2	13,1	9,2	1,4
n	66	—	91	88	81	79	81	90	92	92	69	61	91,2	100,0	100,0	75,8	92,0
Q	-34,4	—	-10,3	-10,2	-7,4	-11,6	+0,7	-50,4	-88	-8,2	-10,1	-14,4	-19,6	-17,1	-12,7	-21,9	-15,1

Примечание. 1—перидотитовое включение в андезитовом пирокластическом потоке вулкана Арача, Камчатка, 2—оливиновые нодулы из пирокластических пород вулкана Ламингтон (Нов. Гвинея), 3, 4, 5, 6—габброидные включения в лавах Безымянной сопки (Камчатка), 7—габброидное включение из лав вулкана Плоская сопка (Влодавец, 1940), 8—мелитовое включение в лавах Ключевой сопки (Пип, 1956), 9, 10—габброидные включения из лав Каматая (Westergeld, 1952), 11—габброидное включение в лавах вулкана Ламингтон (Нов. Гвинея), 12—габброидное включение в вулканических дацитах вулкана Хангар, Камчатка. Включения сегрегаций в кислой пирокластике: 13—вулкан Немо, 14, 15—кальдера Заварицкого, 16, 17—вулкан Ксудач.

В дацитах вулкана Хангар (Камчатка) и среди пирокластических пород вулкана Ламингтон (Нов. Гвинея) встречаются включения, состоящие из основного плагиоклаза и роговой обманки. Химизм их характеризуется низкой концентрацией SiO₂ (46—47%) и Al₂O₃ (10—15%) при высоком содержании MgO (13—14%). Соотношение Na₂O и K₂O в этих включениях меняется по сравнению с обычными базальтами в сторону общего повышения роли калия — параметр *n* в пересчете по системе А. Н. Заварицкого равен 62. Химический состав этих включений очень близок к щелочным оливиновым базальтам.

В последнее время все чаще отмечают присутствие в кислых пемзах включений, представляющих собой остаточный материал, накапливающийся в нижних горизонтах подводящего канала и в магматическом очаге в ходе дифференциации и последовательного удаления на поверхность прогрессирующих по кислотности порций магмы базальт-андезитовых серий. Однотипные включения, состоящие из крупных (0,5—1,5 см) кристаллов анортита, гиалосидерита и стекловатого мезостазиса, по составу отвечающего гиперстену, есть в пемзах вулканов Ксудач, кальдер Заварицкого, Немо, Головнина и вулканов о. Шиащкотан. Количество кристаллов анортита составляет до 70% объема включений. Как видно из табл. 27, химический состав включений характеризуется низким содержанием SiO₂ (33—42%) при высоком содержании Al₂O₃ (24—27%) и CaO (13—15%). В подавляющем большинстве включений (за исключением образцов с вулкана Немо) понижено содержание Fe₂O₃ (менее 1—2%) при 4—6% FeO. Различные фазы отделения такого рода включений от родоначальных магм отмечаются Ю. М. Дубиком в базальтах вулкана Ксудач, Ф. Ш. Кутыевым и автором на Кроноцкой сопке и вулкане Кихпиньч.

Сопоставление состава родственных включений с полученными выше стандартными рядами дифференциации базальтовой магмы показывает, что при развитии на поверхности вулканизма, соответствующего ряду Куно, в зоне генерации магмы и нижних частях подводящего вулканического канала накапливаются магматические остатки, соответствующие породам ряда Ангелей (рис. 47).

Это приводит к изменению состава верхней мантии в зоне магмообразования и тем самым создает предпосылки для последующих этапов тектонических движений и изменения характера вулканизма, в частности для перехода к вулканизму трахибазальтовых серий.

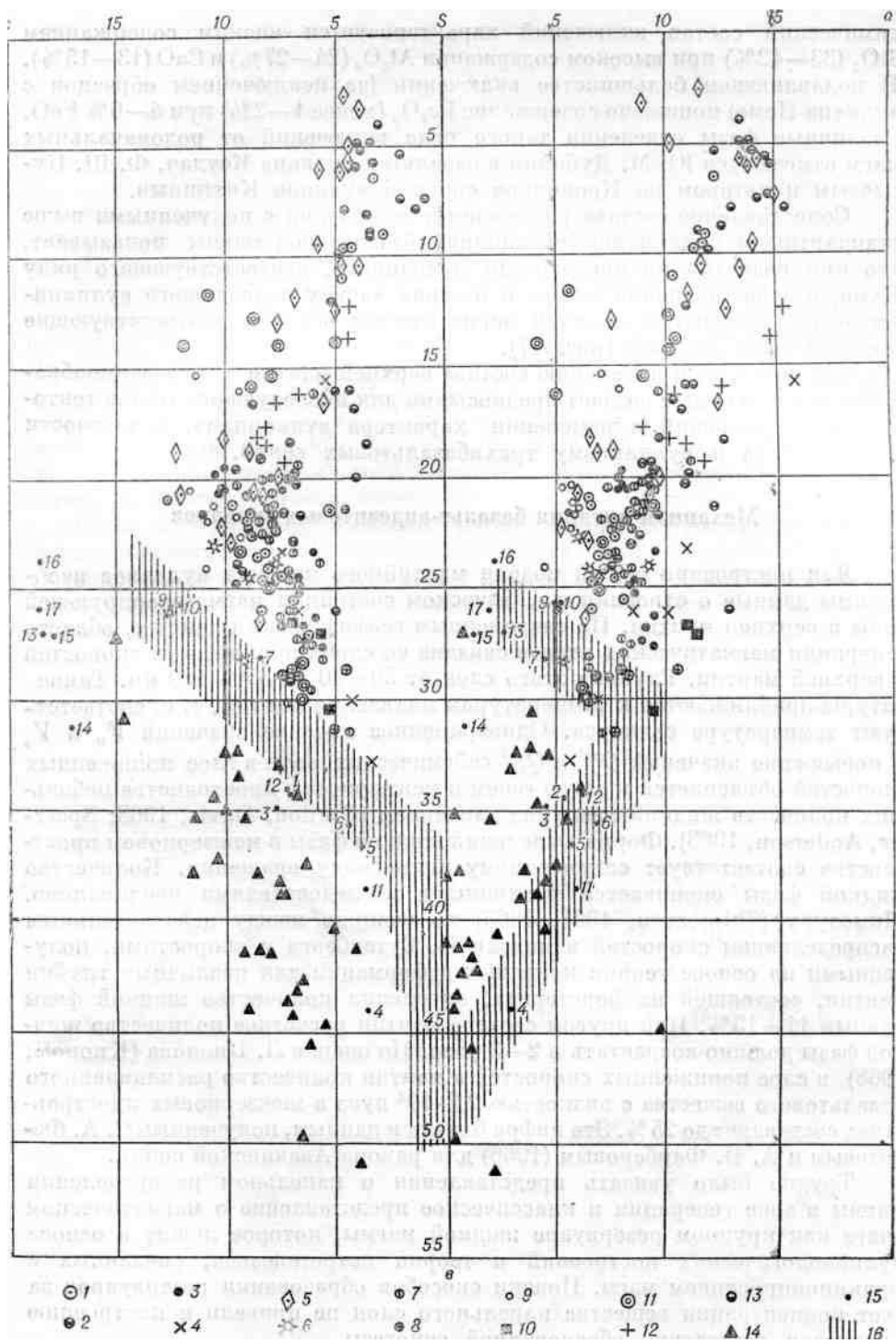


Рис. 47. Диаграмма химических составов некоторых базальтовых и базальт-липаритовых вулканов (по методу А. Н. Заварицкого).

Вулканические породы: 7 — Фудзи, 2 — посткальдерных конусов Асо, 3 — Сокадана и Танггамоэ, 4 — Бату-Тара, 5 — вулкана Горелый, 6 — вулкана Натизиошима, 7 — Коряжской сопки, 8 — Вилочинской сопки, 9 — Ключевой сопки, 10 — Харчинского вулкана, 11 — вулкана Ивате, 12 — комплекса основания и некоторых ареальных излияний Ключевой группы вулканов, 13 — вулкана Кракатау, 14 — фигуративные точки эглогитов из кимберлитов (по В. А. Кутолину, 1968); 15 — фигуративные точки включений в лавах пород известково-щелочной серии (цифры соответствуют номерам анализов в табл. 28); 16 — поле фигуративных точек базальтов кремнисто-вулканогенных толщ верхнего мела — палеогена и современных океанических базальтов.

Механизм питания базальт-андезитовых вулканов

Для построения общей модели мантийного питания вулканов необходимы данные о строении и физическом состоянии магмогенерирующей зоны в верхней мантии. По современным геофизическим данным, область генерации магматических очагов связана со слоем пониженных

скоростей в верхней мантии. Глубина этого слоя от 50—60 до 350—400 км. Температуры приближаются к температурам плавления мантии, т. е. соответствуют температуре солидуса. Одновременное падение значений V_p и V_s и повышение значений Q_p^{-1} и Q_s^{-1} сейсмических волн в слое пониженных скоростей объясняется присутствием в межзерновом пространстве небольших количеств жидкой фазы под давлением (Gordon, Davis, 1968; Spetzler, Anderson, 1968). Форма выделений жидкой фазы в межзерновом пространстве соответствует сплюсненному эллипсоиду вращения. Количество жидкой фазы оценивается различными исследователями неодинаково. Шимозуру (Shimozuru, 1961, 1963) по разнице между действительным распределением скоростей в модели Б. Гутенберга и скоростями, полученными на основе теории конечных деформаций для различных глубин мантии, состоящей из форстерита, определил количество жидкой фазы равным 11—15%. При другом составе мантии расчетное количество жидкой фазы должно возрасти в 2—3 раза. По оценке Л. Кнопова (Knoroff, 1968), в слое пониженных скоростей в мантии количество расплавленного базальтового вещества с вязкостью $2,5 \cdot 10^4$ пуаз в межзерновых пространствах составляет до 25%. Эта цифра близка к данным, полученным С. А. Федотовым и А. И. Фарберовым (1966) для района Авачинской сопки.

Трудно было увязать представления о капельном распределении магмы в зоне генерации и классическое представление о магматическом очаге как крупном резервуаре жидкой магмы, которое лежит в основе вулканологических построений и теорий петрогенезиса, связанных с фракционированием магм. Поиски способов образования резервуаров за счет концентрации вещества капельного слоя не привели к построению физически достаточно обоснованной гипотезы.

Представляется, что известный факт положения вулканов мантийного питания на трещинах отрыва, т. е. связь вулканов с зонами растяжения, позволяет найти выход из этих затруднений. В самом деле, наложение трещины растяжения на слой пониженных скоростей, насыщенный капельной жидкостью, должно без всяких промежуточных стадий вызвать подъем силикатного расплава к поверхности. Движущей силой при этом является разность упругого давления в слое пониженных скоростей и давления в трещине растяжения. Данный механизм полностью аналогичен фонтанированию нефти при вскрытии пласта скважиной. В этом случае образование крупных резервуаров магмы в мантии вообще невозможно. Механизм этот действует при следующих условиях.

1. Возможность образования трещин растяжения в верхней мантии. В. В. Белоусовым (1966) была показана возможность распространения корневых частей даек до глубины 40 км. По теории упругости трещины растяжения могут мгновенно возникать и на больших глубинах. Заполнение этих трещин силикатной жидкостью способствует их расширению и устойчивому существованию на глубинах 60—80 км.

2. Подобие поведения силикатной жидкости на глубинах 60—100 км поведению нормальной жидкости (вода, нефть) в условиях глубин 6—8 км. По предварительным расчетам, подобие выдерживается.

В. М. Зобиным (Zobin, 1979) установлено, что землетрясения, сопутствующие крупным вулканическим взрывам, имеют механизм сдвига. Напряжения, возникающие при этом в вулканических очагах, должны создавать дополнительный импульс, способствующий поступлению магмы на дневную поверхность.

Поскольку давление жидкости, насыщающей зону магнообразования, противодействует литостатическому давлению кровли, давление на кристаллический скелет магнопроизводящего слоя ($P_{скел}$) равно литостатическому давлению ($P_{горн}$) минус противодействующее давление капельной жидкости (P):

$$P_{скел} = P_{горн} - P.$$

При $P_{горн} = \text{const}$ резкое уменьшение P приводит к возрастанию $P_{скел}$; $P_{горн}$ в реальных условиях тоже не остается постоянным в связи с увеличивающимся весом накопленных на поверхности толщ. Резкое возрастание $P_{скел}$ приводит к уменьшению объема пор и деформации вещества скелета, уплотнению его упаковки и фазовым переходам.

Таким образом, давление в слое магнообразования в верхней мантии при значительном количестве образовавшейся силикатной жидкости резко снижается. Этим, видимо, и объясняется преобладание габброидов и отсутствие эколгитов среди родственных включений в породах известково-щелочной серии. Действительно, согласно современным экспериментальным данным, существование плагиоклаза при литостатических давлениях, соответствующих глубинам 60 км и более, невозможно. Снятие части литостатической нагрузки повышает глубины устойчивого существования таких минералов. В то же время истощение магнообразующего слоя сопровождается резким

возрастанием давления в нем, что приводит: а) к фазовым переходам минералов скелета — частичной или полной эклогитизации слоя; б) к изменению условий выплавки и эволюции магмы. Мы видели, что появление эклогитовых и пиропсодержащих включений в базальтоидах в равной мере характерно для трахибазальтовых серий континента и океанических серий вулканических пород. В обоих случаях вулканизм проявляется на жестких глыбах континентов и талассократонов и характеризуется развитием пород ряда Ангелей в тех или иных модификациях, т. е. при увеличении жесткости структуры изменяется характер вулканизма. Исходя из приведенных построений, можно высказать предположение о том, что степень жесткости структуры определяется степенью эклогитизации магмообразующего слоя. Следовательно, направленный процесс развития известково-щелочного вулканизма приводит к изменению условий в верхней мантии, изменению ее состава, тем самым создаются предпосылки для перехода подвижной области к последующим стадиям ее развития — консолидации жестких глыб и следующему циклу магматической деятельности.

Далее. Продолжительность извержения и количество поставляемого за это время на поверхность материала являются функцией упругого запаса магматической жидкости в магмопроизводящем пласте (т. е. количества жидкости, которое может быть извлечено из пласта только за счет сил его объемной упругости). Прекращение извержения фиксирует момент, когда упругий запас в участке близ подводящего канала равен нулю. Время затухания деятельности вулкана, т. е. промежуток времени между двумя извержениями, отвечает периоду, необходимому для подтока магмы к участку близ подводящего канала и восстановлению упругого запаса жидкости в пласте. С этим явлением хорошо увязывается пульсационный режим деятельности отдельных вулканов. Если количество магмы в пласте постоянно возрастает, на поверхности будет наблюдаться ритм усиливающихся пульсаций. В условиях истощающегося за счет извержений пласта режим пульсаций будет ослабляться, а длительность перерывов между извержениями — возрастать. Уменьшение и исчезновение упругого запаса жидкости в пласте должно приводить к омертвлению в нем остаточных порций магмы (аналогия — «мертвая» остаточная нефть в нефтяном пласте). В результате в верхах мантии образуется постоянный запас базальтоидных остатков, и в случае повторения тектонического цикла и усиления подтока в пласт летучей фазы из нижележащих горизонтов возможно повторение цикла вулканической активности. Вывод этот приближается к «коронарной» гипотезе А. Ф. Белоусова (1970).

Длительная деятельность вулканического центра приводит к образованию в магмогенерирующем пласте, наполненном капельной жидкостью, воронок депрессии — конусовидной области пониженного давления, осью которой является подводящий вулканический канал. Каждому циклу деятельности вулкана соответствует свой диаметр воронки, т. е. вокруг длительно действующего центра образуется система концентрических конусовидных воронок. Переход от одного диаметра воронок к другому совершается скачкообразно, и со временем диаметр воронки возрастает. Так вокруг центральных подводящих каналов образуются конусовидные системы даек, которые определяют локализацию побочных жерл.

Образование воронок депрессии в зоне близ центрального подводящего канала определяет и образование на поверхности структур проседания типа гавайских кальдер и кальдер Глен-Ко.

Предлагаемая модель строения корневых зон вулканов в верхней мантии требует резкого разделения зон действия различных механизмов магмогенного петрогенезиса и пересмотра их относительной роли. Ведущим механизмом в условиях верхней мантии оказываются диффузия и фильтр-прессинг. Удаление из магмообразующего слоя значительных объемов базальтов вызывает ускоренный подток летучей фазы из смежных зон капельных жидкостей в нижних частях слоя. Создаются условия для дифференциации скорости диффузии газовой и силикатной составляющих магм. Это определяет гомодромную смену вулканических продуктов на поверхности, последовательное развитие в пределах одного цикла вулканизма (или даже жизни одного вулкана) базальтов, андезитов и кислых вулканических пород. Магма, естественно, захватывает и отдельные зерна или куски кристаллического скелета пласта, вмещающего капельную жидкость. Этим объясняется наличие многочисленных ксенокристаллов и родственных включений в эффузивах. Процесс этот аналогичен выносу песка вмещающего слоя поднимающейся нефтью. В пределах столба поднимающейся магмы (подводящего канала) или периферических очагов, т. е. во всех случаях, когда создается значительных размеров камера, заполненная магмой, ведущим процессом может стать гравитационная дифференциация или другая разновидность фракционирования. Точно так же именно в верхних частях поднимающейся магматической колонны дополнительное воздействие на подъем магм и механизм извержения оказывают газлифт

и взрывы.

Кислый вулканизм и процессы преобразования коры

Определение. Вопросы петрологии. Под термином «кислый вулканизм» ниже понимается не вулканизм, поставляющий на поверхность единые по кислотности продукты, а специфический тип вулканического процесса, связанный с рядом пород от кислых андезитов до липаритов, для которого характерны мощные взрывы, сопровождающиеся образованием обширных покровов и потоков ювенильного пирокластического материала и последующим ростом экструзивных куполов. Уровень кислотности вулканических пород, на котором проявляются специфические особенности этого типа вулканизма, неодинаков в разных районах. В Центральной Камчатской депрессии продукты «кислого вулканизма» отвечают андезитам экструзивных куполов, и наиболее кислые вулканические продукты его — андезито-дациты. Аналогичная картина на вулканах Северной группы Большой Курильской гряды. В Восточной вулканической зоне Камчатки и зоне Назу в Японии, на Суматре и Северном о-ве Нов. Зеландии специфические особенности кислого вулканизма проявляются в серии дацит — липарит. Во всех особенностях кислого вулканизма — времени его проявления, структурной приуроченности, химизме и минералогии его продуктов и т. д. — отмечается двойственность его природы: теснейшая связь с базальт-андезитовым вулканизмом и наличие качественно новых, специфических черт, свидетельствующих о независимости этого процесса.

Как увидим далее (см. главу VI), проявления специфической фазы кислого вулканизма приурочены к заключительным стадиям плейстоценового вулканического цикла, начальные фазы которого характеризовались широким развитием базальт-андезитового вулканизма. Отмечается два типа соотношений центров кислого вулканизма с базальт-андезитовыми вулканами.

1. Прямая унаследованность — приуроченность центров кислого вулканизма к базальт-андезитовым вулканам предшествующих фаз цикла. Это кратеры, небольшие (2—4 км) кальдеры и экструзивные купола, на базальт-андезитовых вулканах центрального типа. Характерными типами извержений являются фреатические взрывы и выбросы ювенильной пирокластики с последующим ростом центральных и адвентивных экструзивных куполов. Спекание пирокластического материала, как правило, отсутствует или степень его невелика. Объем выброшенной пирокластики обычно 1—5 км³, редко до 10—15 км³ и лишь в исключительных случаях превышает эту цифру (Катмаи). Примером такого расположения центров кислого вулканизма на Камчатке могут служить вулканы Шивелуч, Безымянный, Двор, Авача, Козельская сопка, Ходутка, Ильинский, Желтовский. На Курильских островах это вулканы Тао-Русыр, Харимкотан и др.

2. Резкая наложенность центров кислого вулканизма на разнородный фундамент — как на разнородные вулканы предшествующих этапов, так и на дислоцированные комплексы дочетвертичного фундамента. В зависимости от масштабов вулканической деятельности выделяется несколько типов вулкано-тектонических структур, контролирующих положение такого рода центров. Прежде всего, это крупные (десятки километров) линейные вулкано-тектонические депрессии типа грабен. Таковы грабен Таупо-Роторуа в Нов. Зеландии, Тоба на Суматре, Токачи в Японии. На Камчатке к ним близок грабен Курильское озеро — вулкан Желтовский. С этими структурами связаны покровы игнимбритов объемом в сотни и первые тысячи км³. Далее, это крупные кольцевые вулкано-тектонические депрессии размером 10—30 км, проявляющиеся либо самостоятельно (кольцевые структуры Узона, Бол. Семячика, Хангара, Опалы на Камчатке, кальдеры Акан, Ата, Асо, Эйра в Японии), либо как структуры второго порядка в пределах линейных вулкано-тектонических депрессий, связанных с кислым вулканизмом (Курильское озеро на Камчатке, кольцевые комплексы Окаитана, Харохаро в Нов. Зеландии). Объем извергнутой пирокластики, образующей обширные пемзо-игнимбритовые покровы, достигает 150—300 км³.

Близки этим структурам и кальдеры нормального типа. Отличия сводятся лишь к размерам кальдер (2—10 км) и объемам ассоциирующей с ними пирокластики (4—50 км³). Они локализируются в виде самостоятельных структур либо образуют телескопированную систему вложенных друг в друга кальдер, уменьшающихся в диаметре, в пределах крупных вулкано-тектонических депрессий (кальдеры Крашенинникова, Карымского озера и Карымского вулкана, Ксудач, молодая кальдера Курильского озера, Машю и др.).

Наложное положение всех этих структур по отношению к фундаменту однотипно. Так,

вулканическая депрессия Курильского озера в южной и юго-восточной частях непосредственно наложена на третичные породы, а в северо-западной и северной частях срезает нижнечетвертичные базальт-андезитовые плато. Аналогичная картина на внутренней кальдере вулкана Ичинского, а Ичинская вулcano-тектоническая депрессия срезает еще более разновозрастные структуры: гнейсы Срединного массива на юге, кремнисто-вулканогенные толщи верхнего мела на юго-востоке, неогеновые вулканогенные толщи на востоке, нижнечетвертичные базальтовые плато на севере и северо-востоке, третичные осадочные толщи Западно-Камчатского тылового прогиба на западе. Не менее показательна и кальдера Хангар, целиком образованная в гнейсах Срединного массива Камчатки. Большая же часть кальдер и вулcano-тектонических депрессий Восточной и Южной Камчатки срезает разнотипные и разновозрастные вулканические постройки и базальт-андезитовые плато, сформировавшиеся в ниже-среднеплейстоценовый этап вулканизма, и частично выступы плиоценовых вулканических толщ. Таковы вулcano-тектонические депрессии Узона-Гейзерной, Большого Семячика, Опалы, Крашенинникова, Жупановская и Карымская кольцевые структуры и т. д. То же можно сказать и о других районах кислого вулканизма. Вулcano-тектоническая депрессия Токачи непосредственно наложена на складчатые комплексы орогенической системы Хидака, кальдеры Ата и Эйра срезают дислоцированные отложения комплекса Шиманто, кальдера Асо наложена на разнородные центры плиоценового вулканизма, грабен Таупо-Роторуа — на граувакки J_3 — Sr и осадочные комплексы третичного возраста.

Таким образом, уже при рассмотрении геологических условий проявления кислого вулканизма сталкиваемся с двойственностью его природы: с одной стороны, кислый вулканизм закономерно продолжает и завершает гомодромный цикл развития вулканической активности, начавшийся с базальт-андезитовых извержений, а с другой стороны, он носит автономный, резко наложенный характер.

По специфике проявления кислого вулканизма, петрохимии его продуктов все известные его формы можно разбить на две группы. К первой группе относятся мощные выбросы кислой пирокластики, связанные с моментом формирования кальдер и вулcano-тектонических депрессий, в пределах которых располагаются центры кислого вулканизма. Игнимбриды и пемзы, связанные с извержениями этого типа, несмотря на их повышенную кислотность, по петрохимическим особенностям прямо принадлежат к породам базальт-андезитовой серии. Когда центры кислого вулканизма располагаются на базальт-андезитовых вулканах предшествующей стадии развития, фигуративные точки составов игнимбридов и пемз этого этапа располагаются на окончании вариационных кривых базальт-андезитовой серии основной постройки. В случае резкой наложенности центров кислого вулканизма на разнородный фундамент фигуративные точки составов игнимбридов и пемз этого этапа располагаются на окончании вариационной кривой базальт-андезитовой серии, сформировавшейся в данном районе на ранних стадиях того же вулканического цикла. Фигуративные точки химического состава игнимбридов и пемз таких вулканов, как Горелый, Тао-Русыр, кальдера Заварицкого, лежат на прямом продолжении вариационных кривых пород базальт-андезитовой серии, слагающих эти постройки. Фигуративные точки составов игнимбридов таких наложенных структур, как Токачи, Узон, Курильское озеро, Тоба, грабен Таупо-Роторуа, ложатся на продолжение вариационных линий базальт-андезитовой серии первых фаз плейстоценового цикла района. Наложный характер кислого вулканизма отражается в петрохимических диаграммах районов в виде разрыва между роением фигуративных точек базальт-андезитового ряда и роением, отражающим состав продуктов кислого вулканизма.

Состав кислой пирокластики этой «кальдерообразующей» фазы имеет свои особенности. Прежде всего, это единство состава пород при фиксированном содержании SiO_2 вне зависимости от состава фундамента. Во-вторых, это повышенная роль K_2O : отношение $Na_2O : K_2O$ изменяется от 0,54—0,75 для наиболее кислых пород базальт-андезитового ряда до 0,80—0,95 в кислой пирокластике. Процент вкрапленников в общем объеме породы очень невелик — он редко превышает 2—3, максимум 5%. Среди вкрапленников почти полностью отсутствуют амфиболы и слюды.

Заведомо «мантийный», как показано в предыдущих разделах, характер предшествующих фаз базальт-андезитового вулканизма, наложенность наиболее значительных центров кислого вулканизма свидетельствуют о том, что извержения «кальдерообразующей» фазы не связаны с опустошением очагов в коре, а есть результат «вскрытия» апикальной части кислых интрузий в момент их внедрения. Интрузии, предполагаемые на основании комплекса геолого-геофизических

данных, под кальдерами начинают существовать лишь с момента такого рода «кальдерообразующего» выброса (Зубин, Мелекесцев, Таракановский, Эрлих, 1969).

Уже на этой стадии обсуждения материала важно обратить внимание и на связь петрохимических особенностей этой фазы с базальт-андезитовыми сериями — связь, которая одинаково проявляется и при унаследованном, и при наложенном положении центров вулканизма. Однако образование столь крупных масс кислых вулканитов за счет простого фракционирования базальтоидных магм невозможно. Приуроченность центров кислого вулканизма к районам с различным строением коры, в том числе к тем, где гранитный слой коры отсутствует, положение этих центров во фронтальных зонах, где гранитный слой наименее развит, вместе с перечисленными особенностями данного комплекса указывают на подкорový его источник.

Ко второй группе проявлений кислого вулканизма относится посткальдерная стадия формирования пемзово-игнимбритовых покровов и роста экструзивных куполов, а также образованные в заключительные фазы вулканического цикла самостоятельные стратовулканы с центральной экструзией и многочисленными латеральными куполами. Особенности кислого вулканизма этого типа сравнительно с базальт-андезитовым вулканизмом были выявлены на примере Курило-Камчатской провинции (Эрлих, 1966). Они полностью сохраняются во всех других вулканических провинциях западной части Тихоокеанского кольца и имеют, следовательно, общий характер.

На петрохимических диаграммах в первую очередь привлекает внимание внезапное резкое уменьшение в наиболее основных продуктах кислого вулканизма содержания щелочей и, соответственно, возрастание содержания анортитового компонента сравнительно с крайними дифференциатами базальт-андезитового ряда. В результате на диаграмме А. Н. Заварицкого на вариационных кривых образуются характерные «колена». Явление это напоминает пантеллеритовую тенденцию в некоторых ассоциациях щелочных пород (Заварицкий, 1950). Подобная картина наблюдается в ходе развития отдельных (Горелый, Зими́на, Шивелуч, Корякский вулканы на Камчатке) (рис. 47) и геологически связанных групп вулканических аппаратов, из которых одни представляют линию развития до «колена», а другие — после него (Ключевская сопка и вулкан Безымянный).

Изменение соотношения щелочей и полевошпатовой извести сопровождается другими резкими изменениями химизма: уменьшается содержание кальция и железа, появляются породы, пересыщенные Al (рис. 48). Изменяются и ход и характер вулканического процесса. В аппаратах рассматриваемого типа этот процесс представлен серией коротких антидромных циклов, например последние извержения вулканов Шивелуча и Безымянного (Горшков, Богоявленская, 1965). После выброса риолитовых пемз в районе Курильского озера сформировалась андезито-дацитовая экструзия Дикий Гребень. И. Кацуи (Katsui, 1963) отмечает, что это типичная особенность посткальдерного этапа развития всех вулканических аппаратов.

Щелочность наиболее кислых вулканических продуктов, формирующихся на первых стадиях антидромного цикла, как правило, соответствует нормальному ходу развития исходной базальтовой магмы, т. е. равна или чуть больше щелочности пород последних фаз развития вулканов базальт-андезитовой серии. Обычно в этих породах не отмечается и пересыщенности алюминием. При появлении же в антидромном цикле более основных пород количество щелочей убывает, причем кривая убывания не соответствует нормальной кривой развития вулканов мантийного питания. При этом и возникают все характерные особенности химизма, отмеченные выше.

Важная особенность извержений вулканов рассматриваемого типа — резкое возрастание количества газовой фазы и ее роли в динамике вулканического процесса. Обычными становятся мощные взрывы катмайского и пелейского типа, вроде тех, что наблюдаются при современных извержениях Безымянного и Шивелуча.

Диаграммы $MgO - Fe_2O_3 + FeO - Na_2O + K_2O$ показывают, что в ходе антидромного цикла в вулканах рассматриваемого типа резко возрастает сумма окислов железа. В некоторых вулканах (Безымянный) на последних стадиях дифференциации убывает содержание железа. Параллельно с появлением описанного «колена» изменяется величина $alkal$, что, возможно, свидетельствует о значительной роли аккумуляции плагиоклазов в образовании рассматриваемой группы пород.

Сохранение вулканическими продуктами, связанными с вулканами данного типа, основных особенностей химизма, характерных для базальт-андезитовых серий провинции в целом (соотношения K_2O и Na_2O , избыток алюминия, малое количество железа и титана и т. д.), и закономерное образование вулканов этого типа в конце вулканического цикла свидетельствуют о

генетической связи между ними и вулканами мантийного питания.

В то же время указанные петрохимические особенности нельзя объяснить нормальным

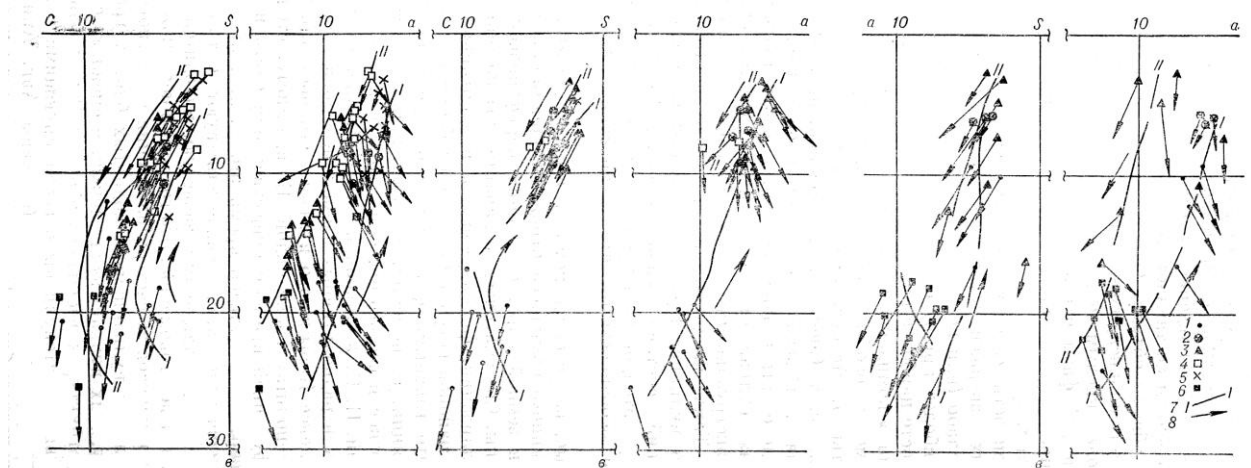


Рис. 48. Петрохимическая диаграмма некоторых центров кислого вулканизма на Камчатке (по методу А. Н. Заварцко).
 I — кальдера Семьячик; II — кальдера Узон; III — кальдера вулкана Горелого. 1 — докальдерные базальты; 2 — игнимбриты главной кальдерообразующей стадии; 3 — посткальдерные купола; 4—5 — игнимбриты II и III посткальдерных стадий; 6 — посткальдерные базальты; 7 — вариационные линии; 8 — направление дифференциации.

ходом дифференциации базальтовой магмы, для эволюции которой всегда характерно прогрессирующее нарастание содержания щелочей от основных пород к кислым. Диаграммы $MgO - Fe_2O_3 + FeO - Na_2O + K_2O$ показывают, что область исходной магмы для вулканов данной группы смещается как по отношению к области исходной базальтовой магмы, так и по отношению к стандартным линиям ее дифференциации (Эрлих, 1966; Купо, 1959, 1960). Резко возрастает «степень порфиоровости» пород этой («посткальдерной») фазы вулканизма. Количество вкрапленников в среднем составляет 5—10%, доходя в единичных случаях до 15—25% общего объема. Одновременно на последних стадиях формирования этого комплекса отмечается экструзия почти чистых стекол, отвечающих наиболее кислым породам — липаритам. Процесс аккумуляции кристаллической фазы и фракционирования в результате выжимания под давлением чистого стекла — ведущий процесс дифференциации на этой стадии.

Все эти особенности «посткальдерного» комплекса возрастают во времени. В первых извержениях, связанных с развитием комплекса, они проявляются слабо (или не проявляются вообще). Со временем они усиливаются и наиболее яркую форму приобретают при завершающих выбросах пемз и росте наиболее поздних экструзивных куполов. В породах «посткальдерного» комплекса обычно присутствуют плавленные ксенолиты пород фундамента, особенно гранитоидов (Масуренков, 1969; Иванов, 1970), полностью отсутствующие в продуктах «кальдерообразующей» фазы кислого вулканизма. Специальная проверка, проведенная автором, показала, что плавленные ксенолиты гранитоидов и вмещающих пород на Хангаре сосредоточены в породах центрального купола и пемзах заключительной фазы вулканизма. На Узоне ксенолиты такого рода связаны с пемзами и экструзивными куполами, сформировавшимися в посткальдерную фазу. Такое же положение занимают многочисленные ксенолиты Ичинского вулкана. При этом гранитоиды ксенолитов имеют состав, очень близкий к составу вмещающих пород. По данным Б. В. Иванова, ксенолиты гранитоидов на Карымском вулкане обладают теми же петрохимическими особенностями, что и описанная «посткальдерная» фаза вулканизма.

Все эти данные, как и связь комплекса с кальдерами, показывают, что особенности данного комплекса отражают кристаллизацию в интрузивных камерах в земной коре, служащих периферическими очагами, питающими вулканы. Систематический характер отклонений от нормального хода кристаллизации, фиксирующихся в однотипных для разных центров и разных районов петрохимических особенностях этого комплекса, показывает, что главными факторами его специфики являются не процессы ассимиляции, а, по-видимому, аккумуляция кристаллической фазы, газовый перенос и фильтр-прессинг. Подтверждает это и отмеченное Л. Л. Леоновой, Н. И. Удальцовой и Б. В. Ивановым (1969) близкое содержание редких и радиоактивных элементов в докальдерном базальт-андезитовом комплексе Карымского вулкана, его посткальдерных дацитовых лавах и ксенолитах гранитоидов. По-видимому, степень ассимиляции является функцией времени существования очага в коре, а для

средне-верхнечетвертичных кальдер время это очень мало. Как говорилось выше, геофизические данные свидетельствуют о том, что кровля питающих интрузий под кальдерами зачастую находится на глубине свыше 15 км, т. е. в базальтовом слое. Это говорит о невозможности формирования данных комплексов за счет расплавления гранитного слоя коры.

Формы проявления вулканизма в поднятых блоках грабен-синклиналей, контролируемых вулканическими поясами, и смежных с ними горст-антиклинальных структурах весьма своеобразны. Это, с одной стороны, существенно лавовые стратовулканы с ассоциирующими с ними многочисленными экструзивными куполами (вулканы Ааг, Арик, Дзэндзур в поднятом юго-западном блоке Восточного вулканического пояса Камчатки). С другой стороны, это кислые экструзивные купола дацит-липаритового состава, распространяющиеся ареально по площади и не связанные с каким-либо конкретным вулканическим центром. Такие купола широко развиты в горст-антиклинальных зонах Камчатки — в хребтах Кумроч, Валагинском, хр. Юно-Быстринском (купола района Паратунки и Больших Банных Ключей) и т. д. Такие же купола отмечаются на Кунашире в поднятых блоках среди полей развития третичных эффузивов, на Юго-Западном Хонсю и т. д. Породам этих вулканических форм свойствен весь комплекс особенностей кислого вулканизма «посткальдерной» фазы.

Для того чтобы правильно понять их природу, надо учесть данные о вспышках кислого вулканизма в дочетвертичное время. При этом в зонах поднятий, прилегающих к вулканическим поясам, происходит внедрение массивов гранитоидов. Речь идет именно о крупных массивах гранитоидов, интрузирующих в зонах поднятий, параллельных вулканическим поясам, а не о субвулканических интрузиях в пределах вулканических поясов, представляющих собой вскрытые эрозией глубинные части подводных каналов. Так, на Центральной Камчатке (обрамление Срединного массива, Начикинская горст-антиклинальная зона) в периоды, соответствующие времени проявления миоценового вулканизма, формируются интрузии габбро-гранодиоритовой и гранодиорит-порфириновой формаций (Волынец, Колосков, Флеров, Шилин, 1968). Периоду неогенового кислого вулканизма на Кюсю и в Юго-Западной Японии отвечает внедрение комплекса мелких интрузий гранитоидов во внешней невулканической зоне, где развит геосинклиальный комплекс Шиманто. Аналогична картина и в орогенической системе Хидака. Данные определений абсолютного возраста указывают на узкий временной интервал формирования этих интрузий, что отвечает закономерности проявления кислого вулканизма в виде коротких катастрофических вспышек (см. рис. 5, 15).

Минералогия. В кислых вулканитах обычна ассоциация минералов-вкрапленников кварц — кислый плагиоклаз — гиперстен. Отсутствие калиевого полевого шпата как в виде фенокристаллов, так и в мезостазице указывает на температуру застывания породы, превышающую минимум в четверной системе плагиоклазы — калиевый полевой шпат — кварц. Обычная форма нахождения калиевого полевого шпата — тонкодисперсные кварц-полевошпатовые выделения в жеодах, равномерно распределенных по некоторым разностям дацитов и липаритов, образующих экструзивные купола. Образование кварц-полевошпатовых агрегатов, выполняющих жеоды, связано с газовым переносом и имеет характер автометасоматоза.

Наиболее обычными минералами вкрапленников кислых вулканических пород являются плагиоклазы. Статистическое изучение плагиоклазов из вкрапленников, проведенное О. Н. Волыным (1969) и позднее по другим районам автором, показало идентичность их составов в ряду базальт—андезит—кислые вулканические породы (40—90% анортита). Для плагиоклазов 40—60 (максимум на кривой распределения № 51—55) устанавливается интрателлурическое происхождение. Плагиоклазы № 70—90 встречаются в виде корродированных ксенокристаллов, иногда образующих внутренние зоны фенокристаллов, обрастающие более кислыми плагиоклазами поздних генераций. Количество их в породах уменьшается по мере возрастания их кислотности. Ксенокристаллы отличаются обилием включений стекла, придающих им ситовидную структуру. Степень упорядоченности плагиоклазов 0,0—0,30 (среднее 0,15—0,20). В липаритах появляются дополнительные генерации более кислых плагиоклазов (№ 20—40), а степень упорядоченности плагиоклазов № 40—60 в них резко выше обычной (0,725—0,55, среднее 0,40—0,45).

Кварц обычно встречается в виде оплавленных зерен. Типично ксеногенный облик зерен кварца позволяет уверенно говорить о том, что они сформировались в первые этапы кристаллизации или захвачены из вмещающих пород. Тем существенней данные о температурах

ранних стадий кристаллизации кварца, полученные для пемз вулкана Хангар. Гомогенизация первичных включений состава газ — стекло в кварце происходит при температурах 1190—1260° С. Второй стадии роста отвечают включения состава стекло — газ с температурой гомогенизации 800—830° С. При этих же температурах гомогенизируется большая часть вторичных включений, залечивающих трещины в зернах. Параллельно со снижением температуры эволюционирует состав газов включений — от состава азот + редкие газы, углекислота и «кислые газы» ($H_2S+SO_2 + SO_3 + NH_3 + HCl + HF$) для высокотемпературных включений к исчезновению азота и преобладанию углекислоты с присутствием «кислых газов» во включениях второй стадии (Бакуменко и др., 1970). Эти данные позволяют полностью исключить захват кварца из вмещающих пород и говорить о нем как о характерном минерале ранних стадий кристаллизации кислых вулканитов. В игнимбритах и многих липаритовых экструзиях (в частности, в обсидианах экструзивных куполов) кварц обычно отсутствует. Наиболее обычен кварц для дацитовых и липарито-дацитовых экструзий и пемз посткальдерной фазы развития кислого вулканизма.

Среди цветных минералов, как правило, преобладают пироксены — гиперстен и авгит. В незначительных количествах во всех разностях кислых вулканических пород вплоть до самых кислых присутствует оливин (гиалосидерит). По мере возрастания кислотности породы количество оливина убывает, и в наиболее кислых разностях (липариты, обсидианы) он фиксируется как акцессорный минерал. Гиперстен присутствует в количестве 2—3% как в виде вкрапленников, так и в основной **массе. $2V=54—70^\circ$** , чаще всего 62—67°, что соответствует гиперстену Fs_{35-45} по номенклатуре А. Польдерваарта. В отдельных случаях отмечаются гиперстены Fs_{85} , в частности в дацитах Асио (Япония), в ассоциации с альмандином и фаялитом во вкрапленниках (Купо, 1966). Железистость клинопироксенов в андезито-дацитах и дацитах (Fs_{13}) меньше, чем в андезито-базальтах и базальтах (Fs_{14-18}). Общий состав клинопироксенов соответствует формуле $Wo_{45}, En_{42}, Fs_{13}$. Амфиболы и биотит относительно редки и встречаются, как правило, в породах экструзивных куполов. Хотя акцессорные минералы в кислых эффузивах почти не исследованы, обращают на себя внимание частые находки граната (альмандина). Как показано А. А. Маракушевым, гранаты альмандин-пиропового ряда из кислых эффузивов занимают промежуточное положение между гранатами из метаморфических комплексов и малоглубинных интрузий гранитоидов. Особый интерес представляет находка Ф. Ш. Кутыевым в немагнитной фракции пемз вулкана Хангар (Срединный хр. Камчатки) муассанита (SiC). Вплоть до последнего времени этот минерал встречался лишь в метеоритах и кимберлитах. Он считается индикатором высоких давлений. Недавно муассанит описан и в кислых вулканических породах Акбастау-Кусмурдинской кальдеры (Каипов, Баймуратов, 1970).

Перечисленные основные особенности минералогического состава кислых вулканитов дают возможность еще раз подтвердить заключение о их «базальтоидности». Но в редких случаях, когда центры кислого вулканизма расположены непосредственно на породах метаморфического комплекса (например, Хангар), реликтовые минералы гнейсов и кристаллических сланцев в них отсутствуют. Приведенные данные говорят о высоких температурах и давлениях ранних стадий кристаллизации кислых магм, что наряду с другими доводами свидетельствует о их первично подкоревой природе.

Генезис. Изложенное, как нам кажется, полностью исключает для кислых вулканитов рассматриваемых районов возможность образования в результате расплавления участков гранитного слоя коры (Власов, 1963; Nealy, 1984; Беммелен, 1963; Кузнецов, 1964 и др.) или при локализации питающих магматических очагов, выполненных кислыми производными базальтоидной магмы, в коре с наложением на них процессов ассимиляции (Фаворская, 1964; Малеев, 1964). Обзор данных о геолого-петрологических особенностях гранитоидного вулканизма и ультраметаморфизма, проведенный недавно Ю. А. Кузнецовым и Э. П. Изохом (1989), привел и этих авторов, долгое время развивавших идею о вертикальной миграции магматического фронта и плавлении гранитного слоя коры, к заключению о подковровом источнике гранитоидов и метаморфизирующих флюидов. Основные особенности обоих процессов поразительно совпадают с главными чертами комплекса четвертичных кислых эффузивов, отмеченными выше. Таковы:

огромные масштабы региональной гранитизации, захватившие самые глубокие, в том числе предварительно обезвоженные и лишившиеся большей части летучих компонентов, слои земной коры, обусловившие формирование метасоматических и магматических продуктов различного, но для определенных эпох и структур строго определенного состава;

краткость эпох гранитоидного магматизма и регионального метаморфизма и синхронность проявления этих эпох на огромных территориях; связь с импульсами поднятия; последовательная смена во времени натровых и калиевых магматических и метаморфических формаций;

независимость степени глубинного метаморфизма от глубины погружения, секущий характер изоград метаморфизма относительно стратиграфических границ и связь его с зонами глубинных разломов, свидетельствующие о ведущей роли мощного подтока эндогенного тепла. Источники этого подтока располагаются ниже границы кора — мантия, на глубинах в сотни километров.

Экспериментальные данные Д. Линдсли (Lindsley, 1968), Ф. Бойда и др. (Boyd e. a., 1964) позволили Т. Матсумото (Matsumoto, 1985, 1968) построить модель образования кислых магм за счет парциального плавления кварц-эклогитовых комплексов средней мантии при подъеме под действием конвекционных потоков к границе М. Эволюция такого расплава близка к картине, наблюдаемой при высоких давлениях в системе $Mg_2SO_4-SiO_2$; при этом отмечается возможность устойчивого существования при определенных $P-T$ -условиях фаз стишовит + расплав, коэсит + расплав и энстатит + коэсит. Такой механизм представляется принципиально возможным, но геологическое приложение его встречает две основные трудности.

6. Подразумевается полная самостоятельность выплавки кислых магм и не учитываются реально наблюдаемые факты образования кислых вулканических пород в теснейшей связи с базальтами, в частности при извержениях базальтовых вулканов.

7. Конвекционный механизм подъема, предлагаемый Т. Матсумото, предполагает ширину зон, охваченных кислым вулканизмом, равной около 1500 км, что почти на два порядка больше реально наблюдаемой.

В то же время на реальность отдельных элементов этого процесса как будто указывают упоминавшиеся в третьем разделе этой главы включения кварца в базальтах. Следы увеличения их объема могут свидетельствовать о фазовых переходах высокобарных модификаций SiO_2 .

Основным механизмом образования кислых магм, по-видимому, является упоминавшийся процесс отделения богатых SiO_2 расплавов и растворов от базальтов. Физико-химическая сторона этого процесса пока не может быть рассмотрена в деталях. Однако на реальность его и основные условия развития указывают последние эксперименты О. Таттла и его коллег (Tuttle e. a., 1967). Ими исследовалось поведение образца базальта при давлении 10 кбар в присутствии воды под действием температурного градиента без плавления. Через неделю в относительно более холодном конце капсулы скопилось до 25% гранитного вещества (при фракционном отделении кислых расплавов от базальтовой магмы количество их не превышает 5% исходного объема). Наиболее подвижными компонентами при этом процессе в присутствии воды, естественно, являются щелочи и кремнезем. Обогащенные SiO_2 фракции могут отделяться в виде расплава и флюида. О постоянной связи флюидных выделений с кислым вулканизмом свидетельствует ряд данных.

Прежде всего, это тесная ассоциация с районами кислого вулканизма массы современных гидротермальных источников. Количество и масштаб их деятельности здесь совершенно несопоставимы с теми, которые локализуются в областях базальт-андезитового вулканизма. Точных цифр, характеризующих эти различия, нет, однако можно отметить, что все крупнейшие поля гидротерм (Долина Гейзеров, Семячикская группа источников, Паужетка, Бол. Банные Ключи, Паратунка на Камчатке, гидротермальные проявления района Вайракея и Вайотапу и гейзеры Ротороа Нов. Зеландии, гидротермальные поля районов Куджу и Унзена на Кюсю и Усу на Юж. Хоккайдо, гейзеры Йеллоустонского парка) приурочены именно к районам кислого вулканизма. Такая связь тем более показательна, если учесть, что при извержении центров кислого вулканизма выделяется огромное количество не растворенных в магматическом материале свободных летучих, главным образом, естественно, паров воды.

Во-вторых, если эрозионный срез в области поднятий достаточно глубок, абсолютный возраст глубокометаморфизованных толщ, прорывающих их гранитов и серий кислых вулкаников совпадает. Такого рода совпадения отмечены для метаморфид Срединного массива Камчатки, зоны Риоке в Юго-Западной Японии и зоны Вакатапу на Южном о-ве Нов. Зеландии. Во всех этих случаях метаморфические комплексы сформировались задолго до той или иной фазы кислого вулканизма. Но в период, соответствующий катастрофическим вспышкам

вулканической активности, отмечается общее поднятие метаморфических комплексов и повторные фазы калиевого метасоматоза.

Так, наиболее древние метаморфические комплексы Срединного хр. датируются периодом 178 млн. лет. В то же время многие образцы имеют абсолютный возраст 40—45 млн. лет, соответствующий возрасту рвущих массив гранитоидов, комагматичных кислым вулканитам третичных вулканических поясов. Метаморфизм пояса Риоке, по геологическим данным, датируется интервалом между средней пермью и поздним триасом (Геологическое развитие Японских островов, 1968). Абсолютный же возраст метаморфид соответствует возрасту рвущих их гранитоидов, комагматичных меловым игнимбритами и туфам толщи Нохи (Shibata, 1968). Но, пожалуй, наиболее показательны метаморфиды Южного о-ва Нов. Зеландии. По геологическим данным и калий-аргоновым определениям абсолютного возраста, основная фаза метаморфизма датируется здесь предверхнеюрским временем. Калий-аргоновые датировки по биотиту из гнейсов близ Альпийского разлома соответствуют периоду 4—8 млн. лет, т. е. вспышке кислого вулканизма в провинции Хаураки на Северном о-ве и быстрому поднятию Южных Альп. Отметив, что гнейсы высокой степени метаморфизма из зоны Вакатапу впервые появляются в гальке только в плейстоценовых отложениях, а вдоль Альпийского разлома широко развиты современные термальные источники, Х. Хаттори (Hattori, 1968) заключил, что последняя фаза метаморфизма близ Альпийского разлома обусловлена поднятием в интервале 4—8 млн. лет, а тектоническая и термальная активность, связанная с завершающими движениями этой фазы, продолжается и поныне.

В предыдущих разделах указывалось на приуроченность центров кислого вулканизма к фронтальной части вулканических поясов, т. е. они находятся в непосредственной близости от глубинных разломов, в пределах зоны сегодняшнего развития процессов высокотермального метаморфизма. Далее следует обратить внимание на то, что описанная обычная ассоциация минералов-вкрапленников в наиболее широко развитых комплексах кислых вулканических пород (кварц, кислый плагиоклаз — гиперстен — авгит, акцессорные альмандин и фаялит), крайне близка к обычному комплексу минералов чарнокитов. Отмечается соответствие и высоких температур и давлений при образовании обоих комплексов. Аналогия подчеркивается упоминавшимися частыми находками в пемзах включений анортозитового состава — обычность ассоциации чарнокитов с анортозитами широко известна. Ранее А. А. Маракушев и И. А. Тарарин (1964) отмечали аналогию в составе чарнокитов и гранитоидных интрузий Курило-Камчатской зоны. Приведенные данные, как видим, позволяют развить эту аналогию и сделать вывод о единстве процессов чарнокитизации глубинных зон и кислого вулканизма.

Во втором разделе этой главы было показано, что интенсивность и характер кислого вулканизма теснейшим образом связаны с состоянием тектонических систем. В системах типа Изу-Бонин объем кислых вулканических пород невелик — это пемзовые выбросы на базальтовых вулканах. В системах типа Курил роль кислого вулканизма возрастает, но он по-прежнему связан с базальт-андезитовыми вулканами центрального типа, и химизм его продуктов соответствует кислым андезитам. В системах типа Камчатки наблюдается массовое проявление кислого вулканизма, причем среди его центров наложенные формы, не наследующие положение базальт-андезитовых вулканов предшествующих этапов, резко преобладают. И, наконец, в системах типа Тайваня, в районах максимального поднятия и максимального развития гранитного слоя коры, кислый вулканизм прекращается. Последнее еще раз показывает, что кислый вулканизм образуется не в результате переплавления коры, а в ходе ее роста за счет глубинных процессов и прекращается, когда кора достигает зрелости, т. е. полностью переходит к континентальному типу.

Интересным показателем этого процесса является еще одна закономерность. При общей приуроченности к фронтальным вулканическим зонам центры кислого вулканизма обнаруживают тенденцию к пунктирному расположению — районы кислого вулканизма даже в пределах фронтальных зон чередуются с районами базальт-андезитового вулканизма. Так, на Восточной Камчатке выделяются три участка вулканического пояса: Авачинско-Жупановский, Карымско-Семячикский и Кроноцко-Гамченский. При однотипном расположении относительно общей контролирующей их структуры грабен-синклинали, первый и третий из этих участков характеризуются почти исключительным развитием базальт-андезитового вулканизма. На Карымско-Семячикском участке, от устья р. Жупановой до р. Кроноцкой, сосредоточены все крупнейшие центры кислого вулканизма — такие как Жупановская и Карымская кольцевые вулканотектонические структуры, сложные кальдеры Узон-Гейзерной и Большого Семячика,

кальдера Крашенинникова.

В Северо-Восточной Японии, в зоне Назу, выделяются две подзоны— северная и южная, резко различные по масштабу кислого вулканизма. В южной подзоне крупные кальдеры и ассоциирующие с ними обширные поля кислой пироклаستيку отсутствуют. Кислый вулканизм здесь представлен относительно небольшими по масштабу выбросами пемз и кислыми экструзивными куполами. На севере Хонсю и Южном Хоккайдо, в северной подзоне, располагаются такие крупные четвертичные кальдеры, как Товада, Тойя, Куттяро и др., с образованием которых связана мощная вспышка кислой вулканической активности.

В Юго-Западной Японии все центры кислого вулканизма сосредоточены на о. Кюсю. Четвертичный вулканизм на Юго-Западном Хонсю и Сикоку практически отсутствует — здесь отмечается лишь цепочка экструзивных куполов, прямо продолжающая зону Унзен-Куджу. В Нов. Зеландии Центральный вулканический район делится на два равных по протяженности участка, продолжающих друг друга по простиранию— участок от залива Пленти до оз. Таупо (зона Таупо-Роторуа), где сосредоточены все проявления кислого вулканизма, и участок Национального парка Тонгариро, в котором находятся андезитовые стратовулканы.

Это явление частично, по-видимому, связано со спецификой тектонической обстановки участков фронтальных вулканических зон, которая способствует проявлению в одних случаях кислого, а в других — базальт-андезитового вулканизма. Однако хотелось бы обратить внимание и на другое обстоятельство. Во всех случаях, когда пояс четвертичных вулканов прямо наследует положение более древних вулканических зон, в которых имела место мощная вспышка кислого вулканизма, проявления четвертичного кислого вулканизма незначительны или отсутствуют вовсе.

На Восточной Камчатке Кроноцко-Гамченский и Авачинско-Жупановский участки четвертичного вулканического пояса наложены на области неогенового вулканизма, развитие которых завершается формированием мощных игнимбритовых покровов, в то время как фундаментом Карымско-Семячического участка служат мощные осадочные толщи неогена, а верхне-неогеновый вулканизм почти исключительно представлен андезитовыми толщами. Наиболее мощная вспышка неогенового кислого вулканизма на Камчатке отмечается в вулканической зоне Срединного хр. В четвертичное же время в этой зоне кислый вулканизм крайне незначителен. На Южной Камчатке четвертичные центры кислого вулканизма перемещены на запад относительно полосы развития неогеновых кислых вулканических пород. В Японии на Юго-Западном Хонсю после мощных выбросов игнимбритов и спекшихся туфов мелового времени кислый вулканизм практически не проявлялся ни в неогене, ни в четвертичное время. В Северо-Восточной Японии мощные вспышки неогенового кислого вулканизма и гранитоиды того же возраста отмечаются именно в южной части, где четвертичный кислый вулканизм проявляется слабо. Центры кислого вулканизма на севере Хонсю и юге Хоккайдо наложены на андезитовые толщи неогена или серии осадочных пород того же возраста. В Нов. Зеландии зона проявления неогенового вулканизма на п-ове Коромандель отмирает после эпохи мощных заключительных выбросов кислой пироклаستيку, и районы четвертичного кислого вулканизма смещаются по простиранию на юго-восток, в пределы современной зоны Таупо-Роторуа.

Намечается общая закономерность — главная катастрофическая вспышка кислого вулканизма в течение одного цикла тектонического развития проявляется в пределах того или другого района, одноактно отражая процесс трансформации коры, ее перехода к стабильному типу коры континентальных областей.

Соответствие между эпохами массового проявления кислого вулканизма и быстрым ростом смежных с вулканическими поясами горных систем, развитие в последних гранитоидных интрузий и процессов глубокого метаморфизма позволяют рассматривать кислый вулканизм как отражение ультраметаморфизма в верхах верхней мантии, связанного с ростом корней горных систем. В районах с восстановленным изостатическим равновесием кислый вулканизм прекращается. Этим обусловлено последовательное смещение зон кислого вулканизма в направлении фронта структур и, как следствие, положение основных центров кислого вулканизма во фронтальных зонах.