

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МАГМАТИЧЕСКИЕ  
И  
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ  
ПОРОДЫ  
ОКЕАНИЧЕСКОЙ  
КОРЫ

ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ  
И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ им. В.И. ВЕРНАДСКОГО

МАГМАТИЧЕСКИЕ  
И  
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ  
ПОРОДЫ  
ОКЕАНИЧЕСКОЙ  
КОРЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1983



4026

Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983.

Сборник посвящен актуальной проблеме корреляции процессов магматизма и метаморфизма в условиях современной океанической коры и ее аналогов в подвижных поясах континентов. Данные по петрографии, петрохимии и геохимии широкого спектра пород от гипербазитов до гранитоидов и метаморфических пород разных фаций, участвующих в этих процессах, интерпретируются для реконструкции условий происхождения океанической литосферы и сопоставимых с ней офиолитовых ассоциаций континентов. В работах используются современные средства статистической обработки фактического материала, достижения геохимии и петрологии, а также геодинамические построения и прочие методы.

Ответственные редакторы

член-корр. АН СССР *В.Л. Барсуков*,

доктор геол.-мин. наук *Л.В. Дмитриев*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Активное и систематическое изучение геологии океанского дна было начато лишь около 15 лет назад, но его результаты оказались настолько значительными, что смогли самым существенным образом изменить представления о геологической истории в целом. Одним из важнейших достижений этого периода является установление определенного сходства между комплексом магматических пород разреза типичной океанской коры и разрезом офиолитовых комплексов континентов. Это сходство явилось основанием для разработки новых представлений о тектонической и магматической истории литосферы. Одновременно с этим потребовалась существенная переоценка самого подхода к исследованию офиолитов, включая его тектонический и магматический аспекты. Возникла также необходимость и в более общей геологической корреляции комплексов океанских пород и их возможных аналогов на континентах.

С началом геологического изучения океанов совпало почти всеобщее и безоговорочное увлечение концепцией новой глобальной тектоники. Ее самые общие, упрощенные положения, основанные главным образом на результатах изучения собственно океанского ложа, действительно выглядели весьма привлекательно по своей логике и весьма заманчиво в том отношении, что с их помощью казалось можно было реконструировать всю геологическую историю Земли. Однако развитие исследований в океане, в особенности на его активных окраинах, углубленное изучение зон активизации, зон перехода океан—континент, совершенствование геохимических и петрологических методов исследования вещества гипербазит-базитовых ассоциаций, использование средств математики заставили весьма критически отнестись к некоторым ключевым положениям тектоники литосферных плит. Так, например, детальное исследование окраинных морей, островных дуг и глубоководного бурения и данных петрологии и геохимии показало, что их геологическая история намного сложнее и, очевидно, не укладывается в рамки упрощенной модели новой глобальной тектоники. Для наиболее прогрессивной части исследователей подобные примеры служат основанием для пересмотра ортодоксальных положений тектоники плит и для поисков альтернативных концепций.

В данном сборнике помещена часть материалов Всесоюзного совещания "Магматические и метаморфические породы дна океана", которое состоялось в Звенигороде в феврале 1980 г. В эту часть вошли работы, посвященные вопросам тектоники, петрологии и геохимии магматических и метаморфических пород и их ассоциаций, размещенных главным образом

в активных окраинах и в офиолитах. Рассматривается вопрос о сходстве и различии этих ассоциаций с их возможными аналогами в океане.

По содержанию работы группируются следующим образом.

1. Сравнительный петролого-геохимический анализ магматизма и метаморфизма в океанах и в разных структурах континентов (С.М. Кравченко и др., И.Н. Гольинко и др., Н.А. Соловьева и др., В.Л. Русинов, Н.Л. Добрецов, Г.А. Кейльман и др., Н.П. Ермолаев и др.).

2. Новые данные по магматизму и метаморфизму активных окраин, зон перехода и офиолитов (Ю.Б. Евланов, В.Т. Съедин и др., В.В. Ярмолюк, Е.П. Леликов, Н.А. Панеях и др., Р.М. Юркова и др.).

3. Тектонический и геодинамический аспекты проблемы палеоокеанов (В.В. Баскина, С.В. Чесноков, Б.Н. Пискунов, Ш.А. Адамия и др., В.К. Гаврилов и др.).

Не все работы равнозначны по научному уровню и по качеству использованного материала, по достоверности полученных выводов. Интересным на наш взгляд является то, что авторы части работ настойчиво и последовательно придерживаются основных позиций новой глобальной тектоники, в то время как другие авторы находят аргументы против упрощенной модели этой концепции.

Существование этих позиций является признаком нашего времени и свидетельствует о повышении требований к подбору и анализу фактического материала. В содержании многих работ видно стремление к объективной и независимой оценке геодинамической истории океанов и их палеоаналогов на континентах, которая, очевидно, может быть выполнена только на основе количественных петрологических и геохимических данных о веществе с достоверной привязкой к пространству и времени.

Становится ясным, что сейчас, к сожалению, мы не располагаем еще необходимым объемом таких данных, хотя постепенно выясняется, где, в каких регионах и структурах и с какой степенью детальности следует сосредоточить исследования и что необходимо знать о веществе этих регионов и структур. Последнее представляется нам весьма важным для развития и координации ближайших планов исследований по сложной и актуальной проблеме взаимосвязи океан-континент.

*С.М. Кравченко, Ю.П. Сотсков, В.С. Рабинович*

## **ЭВОЛЮЦИЯ БАЗАЛЬТОВОГО МАГМАТИЗМА ОКЕАНА И КОНТИНЕНТОВ**

Проблема соотношения особенностей базальтового магматизма рифтовых зон континентов, траптовых областей и срединноокеанических хребтов, представляющего, как полагает большинство исследователей, последовательные стадии глобального процесса эволюции литосферы, является одной из наиболее фундаментальных и одновременно сложных. Исследование возраста базальтов океанического дна рядом параллельных методов позволило установить их удревание по направлению от срединно-океанических хребтов к периферии океанов [15]. Как отметил В. Файф [9], 70-80% поверхности Земли образовалось за последние 200 млн. лет.

По-видимому, можно считать доказанным расползание или спрединг океанического дна и образование при этом огромного количества низкокалиевых толеитов, представляющих собой наименее глубинные мантийные базальтовые выплавки, причем из астеносферы, предположительно ранее обедненной калием и связанными с ним редкими элементами. На этом фактическом фундаменте о строении океанического дна были построены альтернативные концепции, базирующиеся на различных допущениях и претендующие на глобальные обобщения, синтезирующие весь накопленный к настоящему времени огромный объем геологической, геофизической и геохимической информации [12,6].

Формирование низкокалиевых океанических толеитов, так же, как и базальтов рифтовых зон и базитов траптовых областей, связано с региональным растяжением огромных участков литосферы. Некоторые рифты, например, рифт Красного моря, как полагают, представляют собой начальные стадии океанообразования, а формирование траптовых областей на континентах предшествовало или отчасти сопровождало формирование низкокалиевых океанических толеитов в прилегающих океанических областях. Базиты рифтовых зон, траптовых областей и срединно-океанических хребтов можно рассматривать как ряд мантийных выплавок, глубина которых последовательно уменьшается [5].

В данной работе излагаются первые результаты сравнительного анализа геохимических особенностей базитов рифтовых зон, траптовых областей континентов и срединно-океанических хребтов. В настоящее время последние изучены, по-видимому, лучше, чем более разно-

образные базиты континентов. Их геохимические характеристики, характеристики преобладающих в составе срединно-океанических хребтов низкокалиевых толеитов (низкое и однообразное отношение изотопов стронция  $\approx 0,704$ , низкое отношение относительно низкоплавких и летучих компонентов к нелетучим, — Rb/Sr, Cs/Ba, Pb/Ca, анхихондритовое распределение относительных концентраций редких земель, малая степень окисленности железа [8, 10, 14, 17]) отличает их от континентальных базитов больше, чем последние отличаются между собой.

С помощью метода нейтронной активации были исследованы траппы района Подкаменной Тунгуски [4], а также габбро и габбро-долериты пластовых интрузий Норильск-1 и лополита Седбери (Канада). В качестве представителей базальтового магматизма зон рифтов и глубинных разломов исследованы базальты и щелочные базальтоиды Восточно-Африканского рифта, Витимского плато, Монголии, Алданского щита, Забайкалья, Шотландии и Чешского кристаллического массива (табл. 1). Ряд образцов ранее был изучен методом  $f$ -радиографии и в них были определены пространственное распределение и валовые концентрации U [3].

Анализы методов нейтронной активации были выполнены по описанной ранее методике [1]. Коэффициенты вариации для различных элементов составляют (в %):

La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Tm	Yb	Lu	Th	Sc
13	15	30	15	12	25	20	15	16	25	20	5
Co	Fe	Ta	Cs	Rb	Hf	Cr					
8	8	30	30	25	15	20					

Статистическое исследование распределения микрокомпонентов в базитах, в выборке из 57 анализов (в которую входят данные табл. 1) методом главных компонент на ЭВМ "ЕС-1030" показало, что главными компонентами, обуславливающими максимальную амплитуду вариаций, являются Ta и Hf-Tu-Th. Третий и четвертый компоненты представлены в основном Cr-Co и Ce-Rb-Sm (табл. 2). Исследование выборки из 27 тех же анализов, дополненных силикатными анализами, привело к аналогичным результатам. В составе второго главного компонента существенную роль играют Ti, Mg и Fe, а в составе четвертого — K (табл. 3, рис. 1).

В качестве основного метода исследования нами использованы трехугольные диаграммы элементов, дающих существенный вклад в главные компоненты (рис. 2). На диаграмме Th-Hf-Ta исследованные нами базиты, различные по степени глубинности выплавления из мантии и возможной степени взаимодействия с континентальной корой, четко различаются по этим двум параметрам.

Так, Ta/Hf отношение определенным образом возрастает по мере увеличения глубинности базитовых магм и соответственно их щелочности, — от наименее глубинных "нормальных" низкокалиевых базальтов срединно-океанических хребтов и траппов к базальтам рифтовых зон, причем в наиболее глубинных лимбургитах это соотношение достигает максимальной величины. Аномально обогащены танталом мончикит и один из лимбургитов Чешского срединного массива (см. рис. 2, а).

Таблица 1

Концентрация элементов (в  $10^{-4}\%$ ) в трапах и габбро дифференцированных интрузий и в базальтах рифтовых зон и глубинных разломов. По данным нейтронно-активационного анализа

№ п/п	Названия пород	Район	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
1	Долерит	Подкаменная Тунгуска, Сибирь	16,9	25,3	15,5	5,17	1,3	4,83	0,67
2	Долерит-монзонит	Там же	5,8	7,4	17,2	3,0	0,78	10,25	0,50
3	Норит	Седбери, Канада	26,3	45	17,2	5,25	1,2	3,64	0,41
4	Порода переходной зоны	Там же	13,6	19,6	21,5	2,9	1,2	13,22	0,41
5	Оливиновый габбро-долерит	Норильск-1, Сибирь	5,9	10,6	2,1	2,0	0,9	4,41	0,48
6	Пикрит	Там же	8,5	2,0	5,2	1,03	0,7		0,43
7	Безоливиновый габбро-долерит	"	8,5	12,2	4,3	1,9	0,86		0,60
8	Контактный габбро-долерит	"	20,4	41,6	25,8	5,1	2,08		1,01
9	Такситовый габбро-долерит	"	11,9	28,5	17,2	1,46	1,0		0,53
10	Пегматоидный габбро-долерит	"	6,4	11,4	6,0	1,29	1,1		0,60
	Среднее		12,42	20,36	13,2	2,91	1,12	7,27	0,56
11	Оливиновый базальт	Шотландия, о-в Скай	12,7	32	13,7	5,25	1,9	20,59	0,55
12	Базальт оливиновый	Витимское плато, Прибайкалье	38,2	58	20,3	8,6	3,0	7,71	1,03
13	Щелочно-оливиновый базальт	Монголия	28,0	45	24,1	6,7	2,0	11,01	0,70
14	Базальт оливиновый	Там же	34,8	56	29,2	7,7	2,3	37,46	1,06
15	Муджиерит	Шотландия	12,7	18,8	25,8	6,4	1,4	9,58	0,6
16	Оливиновый базальт	Африка, восточный рифт	29,7	71	34,4	6,7	4,4		0,88
17	Мончикит	Чешский кристаллический массив	40,7	65	34,4	11,2	2,4		0,62
18	Лейцитовый мафический фonoлит	Центральный Алдан	38,2	75	33,5	7,1	3,2		1,08
19	Базальт оливиновый	Витимское плато, Прибайкалье	23,8	57	16,3	3,96	1,6		0,58
20	Нефелиновый базальт	Забайкалье	93,4	152	82,6	12	4,5		1,08
21	Лимбургит	Чешский кристаллический массив	93,4	171	78,4	38	2,8		1,2
22	Лимбургит	Там же	93,4	122	43,0	15,5	3,2	17,63	1,03
	Среднее		44,92	76,9	36,31	10,75	2,72	16,32	0,87

Таблица 1 (продолжение)

№ п/п	Названия пород	Район	Tm	Yb	Lu	Th	Sc	Co	Ta
1	Долерит	Подкаменная Тунгуска, Сибирь	0,22	2,6	0,43	2,0	37	35	0,20
2	Долерит-монцовит	Там же	0,14	2,2	0,33	1,0	42	42	0,07
3	Норит	Седбери, Канада	0,13	2,0	0,35	3,9	24	55	0,25
4	Порода переходной зоны	Там же	0,58	0,95	0,21	2,0	32	55	0,035
5	Оливиновый габбро-долерит	Норильск-1, Сибирь	0,23	1,3	0,34	0,8	27	30	0,15
6	Пикрит	Там же	0,12	0,88	0,21	0,3	28	110	0,08
7	Безоливиновый габбро-долерит	"	0,23	0,75	0,20	0,75	26	39	0,15
8	Контактный габбро-долерит	"	0,21	0,22	0,43	1,9	26	110	0,8
9	Такситовый габбро-долерит	"	0,26	0,19	0,33	0,4	30	43	0,2
10	Пегматоидный габбро-долерит		0,17	0,13	0,22	1,4	44	39	0,15
	Среднее		0,23	11,2	0,3	1,45	31,6	55,8	0,21
11	Оливиновый базальт	Шотландия, о-в Скай	0,13	2,0	0,35	0,5	29	57	0,4
12	Базальт оливиновый	Витимское плато, Прибайкалье	0,17	1,5	0,26	2,2	17	49	2,0
13	Щелочно-оливиновый базальт	Монголия	0,14	0,7	0,26	2,7	18	47	1,2
14	Базальт оливиновый	Там же	0,23	1,3	0,26	2,7	20	46	1,5
15	Муджнерит	Шотландия	0,17	2,4	0,44	0,7	34	48	0,04
16	Оливиновый базальт	Африка, восточный рифт	0,09	1,1	0,22	1,4	27	32	1,0
17	Мончикит	Чешский кристаллический массив	3,2	2,4	0,43	5,0	26	28	19
18	Лейцитовый мафический фонOMET	Центральный Алдан	0,59	0,7	0,19	3,0	15	47	2,7
19	Базальт оливиновый	Витимское плато, Прибайкалье	0,32	2,7	0,4	3,0	22	31	0,5
20	Нефелиновый базальт	Забайкалье	0,93	2,0	0,48	6,8	22	38	4,5
21	Лимбургит	Чешский кристаллический массив	0,7	0,75	0,21	0,8	27	44	190
22	Лимбургит	Там же	0,30	3,3	0,39	3,3	31	47	2,9
	Среднее		0,58	1,74	0,32	2,61	24	42,8	18,81

Таблица 1 (окончание)

№ п/п	Названия пород	Район	Cs	Rb	Hf	Cr	Na*	Fe*
1	Долерит	Подкаменная Тунгуска, Сибирь	0,6	25	2,7	58	1,8	7,31
2	Долерит-монцонит	Там же	0,5	40	1,6	170	1,4	8,28
3	Норит	Седбери, Канада	0,6	25	2,8	530	1,7	0,69
4	Порода переходной зоны	Там же	0,4	40	11	75	1,8	7,87
5	Оливиновый габбро-долерит	Норильск-1, Сибирь	2	30	2,1	120	1,4	5,24
6	Пикрит	Там же	0,8	40	2,0	710	0,8	7,45
7	Безоливиновый габбро-долерит	"	2	40	1,7	95	2,6	6,21
8	Контактный габбро-долерит	"	1,1	63	5,2	230	1,0	9,94
9	Такситовый габбро-долерит	"	2	40	2,7	180	1,9	7,45
10	Пегматонидный габбро-долерит	"	1	50	2,8	31	1,0	8,14
	Среднее		1,1	39,3	2,5	219	1,5	
11	Оливиновый базальт	Шотландия, о-в Скай	0,8	40	4,5	460	1,8	9,38
12	Базальт оливиновый	Витимское плато, Прибайкалье	0,5	20	4,5	160	2,4	9,94
13	Щелочно-оливиновый базальт	Монголия						7,18
14	Базальт оливиновый	Там же	0,7	50	3,6	105	2,5	8,83
15	Муджирит	Шотландия	0,5	50	0,3	140	2,4	9,80
16	Оливиновый базальт	Африка, восточный рифт	2	60	2,0	130	2,0	7,04
17	Мончикит	Чешский кристаллический массив	0,8	79	4,6	84	1,1	10,35
18	Лейцитовый мафический фонолит	Центральный Алдан	0,8	41	8,0	35	3,2	0,97
19	Базальт оливиновый	Витимское плато, Прибайкалье	0,8	35	3,0	140	2,8	6,21
20	Нефелиновый базальт	Забайкалье	0,8	60	4,4	66	2,3	10,35
21	Лимбургит	Чешский кристаллический массив	3	60	8,3	75	0,6	8,83
22	Лимбургит	Там же	0,5	40	6,5	150	0,3	7,59
	Среднее		1,02	48,63	5,9	250	3,0	8,04

\*1%

Таблица 2

Строение главных компонент для 55 исследованных базитов и связанных с ними пород

Характеристика главных компонент	Номер главной компоненты			
	1	2	3	4
Собственное значение	7,96	2,96	2,21	1,49
Процент	43,27	16,07	12,04	8,12
Суммарный процент	43,27	59,34	71,38	79,50
Ce	0,254	-0,271	-	-
Nd	-	-	-	0,297
Sm	-	-	-	0,452
Tu	0,380	0,324	-	-
Th	-	0,258	-	-
Co	-	-	0,329	-
Ta	0,678	0,483	-	-
Hf	0,293	-0,402	-	-
Cr	-	-	0,837	-

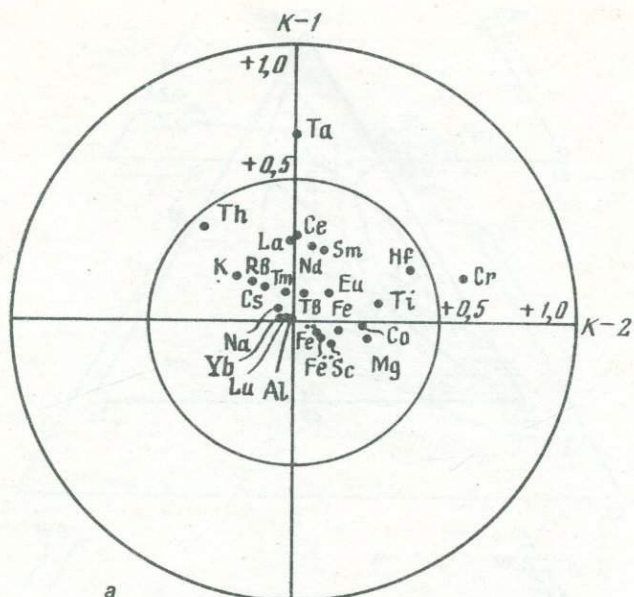
Примечание. Значения соответственно больше и меньше  $\pm 0,25$  опущены.

Таблица 3

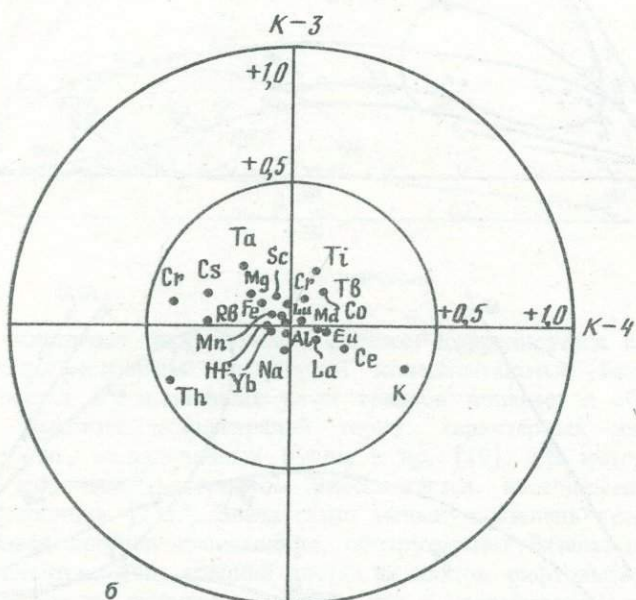
Строение главных компонент для 27 исследованных базитов

Характеристика главных компонент	Номер главной компоненты			
	1	2	3	4
Собственное значение	10,35	3,61	2,89	1,51
Процент	44,44	15,61	12,54	6,54
Суммарный процент	44,44	60,11	72,65	79,19
La	0,280	-	-	-
Ce	0,299	-	-	-
Nd	0,251	-	-	-
Sm	0,252	-	-	0,464
Th	0,335	-0,310	-	-0,402
Ta	0,651	-	-	-
Cs	-	-	-	-0,277
Rb	-	-	-	-0,277
Hf	-	0,400	-	-
Cr	-	0,591	-	-0,392
Ti	-	0,285	-	-
Mg	-	0,250	-	-
K	-	-	-	0,386

Примечание. Значения коэффициентов соответственно больше и меньше  $\pm 0,25$  опущены.



a



б

Рис. 1. Факторы 1-2 (а) и 3-4 (б) для 20 элементов, варьирующих в 27 базитах (табл. 1-3)

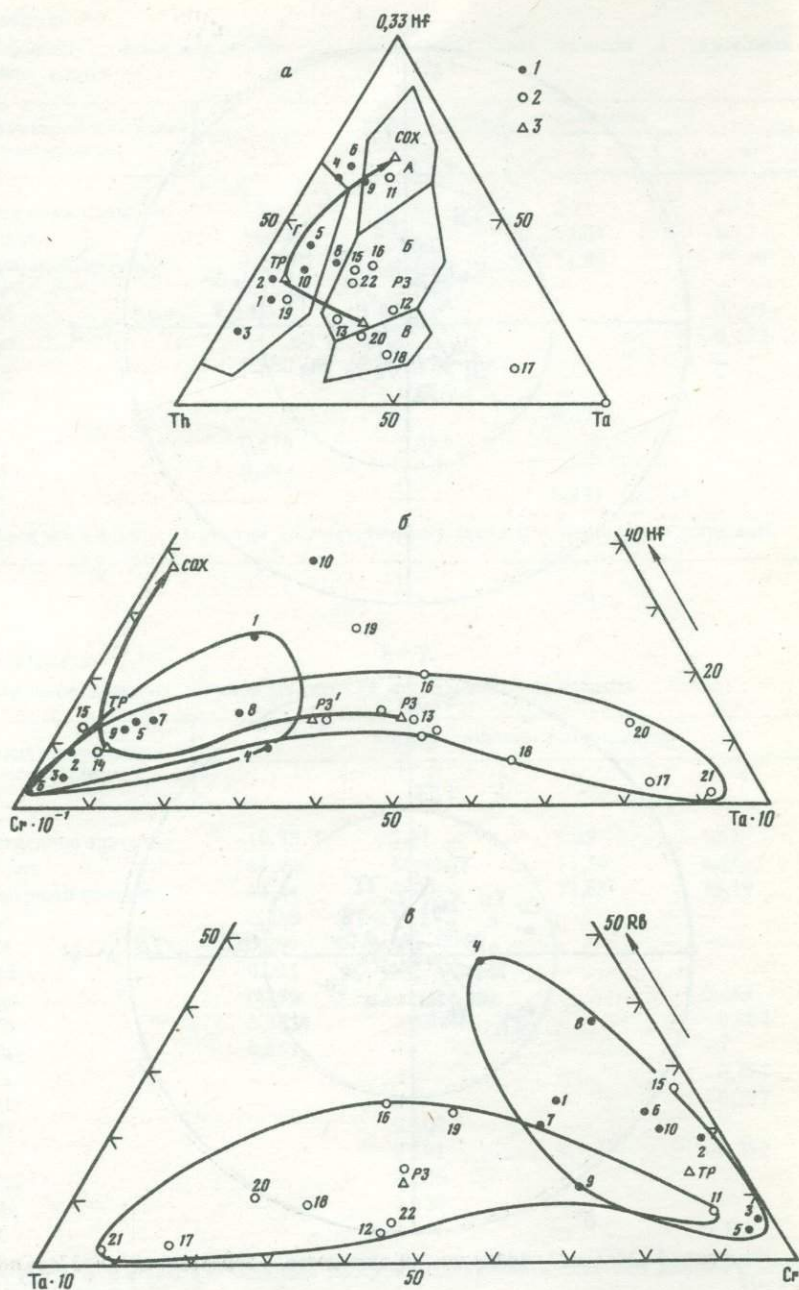


Рис. 2. Соотношение концентраций микрокомпонентов в исследованных базальтах  
 а - Th - 0,33 Hf-Ta; б - Ta-Cr-Hf; в - Ta-Cr-Rb; г - La-Sm-Lu; д - Co-Cr-Sc; е - Cs · 10<sup>-1</sup>-Rb-Na · 10<sup>-3</sup>; 1 - траппы; 2 - базиты рифтовых зон и глубинных разломов; 3 - средние составы: TP - траппов, P3 - базитов рифтовых зон, COX - то же срединно-океанических хребтов

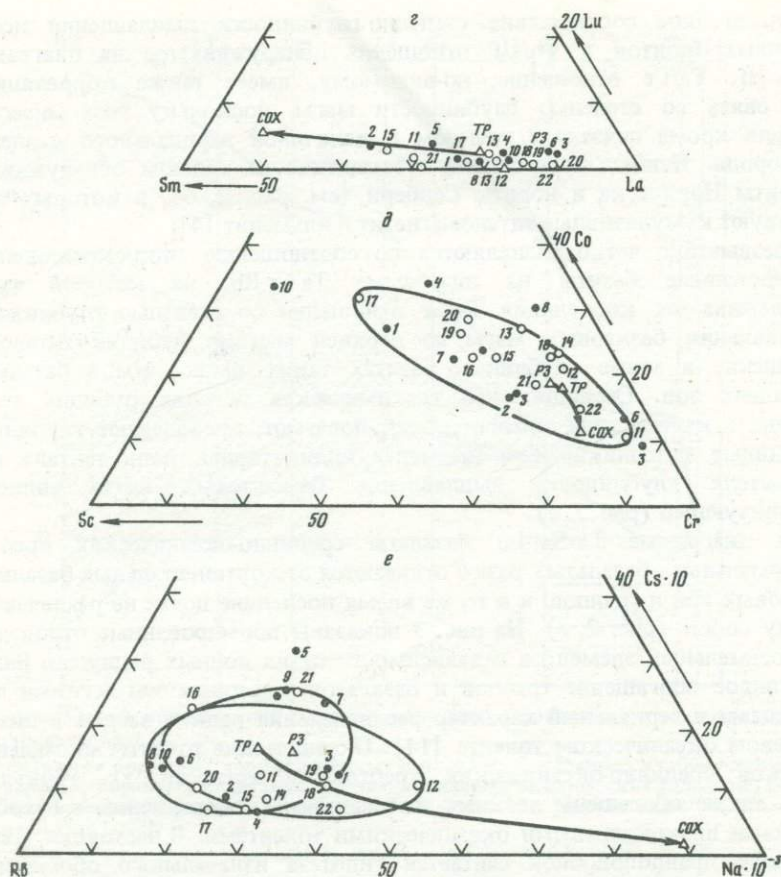


Рис. 2 (окончание)

Th/Ta отношение определенным образом коррелируется со степенью контаминации коровым материалом континентальных базитов. Так, средний состав исследованных нами траппов попадает в область максимально высоких концентраций тория, характерных для базитов островных дуг, исследованных Вудом и др. [19], для которых контаминация коровым материалом доказывается изотопными исследованиями стронция [13]<sup>1</sup>. Значительно меньшую степень контаминации, если таковая вообще происходила, обнаруживают базальты рифтовых зон континентов. Так, средний состав базальтов рифтовых зон характеризуется тем же отношением Th/Ta, что и "нормальные" и "аномальные" базальты срединно-океанических хребтов и "базальты плато" Азорских и Маркизских островов, района Красного моря и др. (см. рис. 2, а).

<sup>1</sup> Исследованные нами базальты островных дуг и орогенных эпигеосинклинальных зон также приурочены к выделенной Вудом и др. [19] области "Г" на рис. 2, а.

Аналогичное соответствие степени глубинности выплавления исследованных базитов и Th/Hf отношения обнаруживается на диаграмме Ta-Cr-Hf. Ta/Cr отношение, по-видимому, имеет также корреляционную связь со степенью глубинности магм, поскольку геохимическая история хрома связана с железом и величиной парциального давления кислорода. Наибольшую степень обогащенности хромом обнаруживают пикриты Норильска и нориты Седбери (см. рис. 2, б), в которых присутствуют кумулятивные титаномагнетит и ильменит [4].

Чрезвычайно четко разделяются по соотношению микрокомпонентов исследованные базиты на диаграмме Ta-Cr-Rb, на которой четко прослеживается корреляция Ta/Cr отношения со степенью глубинности выплавления базитовых магм из верхней мантии. Рубидий-танталовое отношение в менее глубинных базитах также выше, чем в базальтах рифтовых зон. Очевидно, что геохимическая история рубидия тесно связана с калием, для которого, как полагают, преобладают глубинные мантийные источники. Тем не менее индикаторная роль тантала как показателя глубинности выплавления базальтовых магм является доминирующей (рис. 2, в).

На диаграмме La-Sm-Lu базальты срединно-океанических хребтов ("нормальные" базальты) резко отличаются от континентальных базальтов рифтовых зон и траппов, и в то же время последние почти не различаются между собой (рис. 2, г). На рис. 3 показаны нормированные отношения редкоземельных элементов в зависимости от их ионных радиусов. Видно отчетливое обогащение траппов и базальтов рифтовых зон легкими лантаноидами и зеркальный характер распределения редких земель в низкокалиевом океаническом толеите [14]. Океанические толеиты аномальных участков срединно-океанических хребтов, в частности, хр. Рейкьянес [18], также обогащены легкими лантаноидами по сравнению с преобладающими низкокалиевыми океаническими толеитами. В настоящее время наиболее правдоподобной считается гипотеза изначального обогащения отдельных участков мантии калием и некогерентными редкими элементами, по крайней мере с момента "раскрытия" Атлантики [20], в отличие от гипотезы смещения глубинной, обогащенной калием астеносферы с обедненной калием астеносферой, плавление которой дает массу (около 70%) довольно однородных низкокалиевых океанических толеитов [14].

На диаграмме Co-Cr-Sc исследованные базальты различаются сравнительно незначительно. Однако тенденция обогащения хромом с уменьшением глубинности базальтовых магм прослеживается довольно отчетливо. Таким образом, Co/Cr отношение в данном случае играет ту же индикаторную роль, что и отношения Ta/Hf и Ta/Cr. В наибольшей мере скандием обогащены габбро-пегматиты Норильска. К той же области концентраций, по нашим данным, приурочены и базиты островных дуг и эпигеосинклинальных орогенических зон. Таким образом, возрастание Sc/Co отношения (см. рис. 2, д) является показателем контаминации базальтовой магмы коровым материалом и одновременно ее дифференцированности.

На диаграмме наиболее легкоплавких компонентов Cr-Rb-Na (на которой цезий и рубидий представляют калий) траппы и базальты

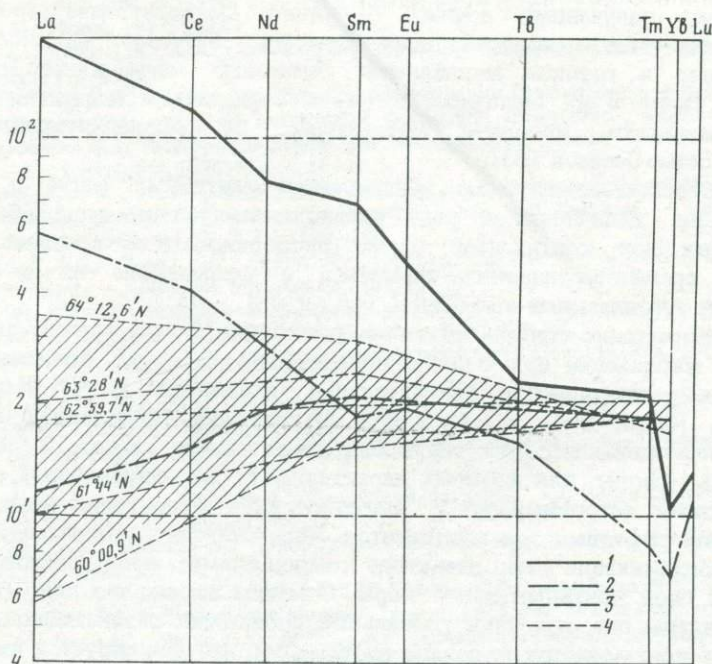


Рис. 3. Зависимость концентраций редких земель (нормированных по хондритовым) от их ионного радиуса

1 — базальтов рифтовых зон и глубинных разломов; 2 — траппов и габбро-долеритов дифференцированных интрузий; 3 — низкокальциевых океанических толеитов [14]; 4 — низкокальциевых океанических толеитов и переходных к "аномальным" базальтов хр. Рейкьянс [16]

рифтовых зон резко отличаются от низкокальциевых океанических толеитов и в то же время мало отличаются друг от друга. Несколько большее обогащение цезием обнаруживают траппы, вероятно, в результате контаминации (см. рис. 2, e).

По нашим данным, щелочные базальты океанических островов (Пасхи, Гавайи, Тенериф) отличаются от континентальных аналогов большим отношением Na/Rb, причем граничное значение этого отношения примерно равно 850. Этот вывод согласуется с данными об обогащении калием континентальных секторов Земли по сравнению с океаническими и о большей чувствительности рубидия по сравнению с калием в качестве индикатора петрогенетических процессов. Однако он нуждается в развитии и более подробном обосновании.

Главными элементами, обуславливающими вариации составов континентальных базитов, как это следует из результатов статистических исследований методом главных компонент, являются Ta, Cr, Hf, Th, Ce и др. (см. табл. 2–3). Средние концентрации большинства этих же элементов существенно различаются в базальтах континентальных рифтовых зон, в траппах и низкокальциевых океанических толеитах [5].

Анализ полученных данных отчетливо выявляет два тренда в изменении геохимических характеристик базитов, связанных с различием в глубине выплавления базитовых магм и коррелирующихся также с их щелочностью (А) и с различием в степени контаминированности коровым материалом, не коррелирующимся с щелочностью базитов (Б).

А. Возрастание глубины выплавления мантийных магм, а также нарастание щелочности в ряду океанические толенты-траппы-базальты рифтовых зон континентов прямо пропорциональны величине отношений среди тугоплавких элементов и возрастанию их в пользу наиболее тугоплавкого — Та ( $Ta/Hf$ ,  $Ta/Cr$  и др.)..

Б. Возрастание степени контаминированности базальтовых магм коровым материалом прямо пропорционально возрастанию отношений относительно легкоплавких некогерентных элементов к тугоплавкому ( $Cs/Ta$ ,  $Rb/Ta$ ,  $Sc/Cr$ ,  $Th/Ta$  и др.). Максимально контаминированными среди исследованных трех групп базитов оказались, как это и следовало ожидать, траппы, для которых характерны те же соотношения, что и для базитов островных дуг и эпигеосинклинальных орогенных зон. Базальты рифтовых зон континентов обнаруживают минимальную степень контаминации легкоплавкими компонентами, обогащающими гранитный слой континентальной коры. Отметим также, что для траппов установлены две огромные глобальные провинции, различающиеся по степени контаминации коровым материалом, что фиксируется как по индикаторным отношениям микрокомпонентов, так и по соотношению изотопов стронция [7].

Таким образом, по крайней мере для двух из многих возможных факторов, определяющих характер базитового вулканизма, — глубины выплавления магм и степени их контаминации коровым материалом установлены отчетливые геохимические индикаторы. Корреляция возрастания абсолютных и относительных концентраций наиболее тугоплавких компонентов с глубиной и щелочностью базитовых магм свидетельствует о вероятной связи их распределения с равновесными процессами плавления мантии и ростом с глубиной температуры ее плавления. Торий, рубидий, цезий и другие компоненты принадлежат к той же группе некогерентных элементов, что и Та, характеризующихся чрезвычайно низкими комбинированными коэффициентами распределения в процессах плавления и кристаллизации [2]. Однако на поведение многих из них в магматических процессах может существенное влияние оказывать также их легкоплавкость и летучесть.

Кроме собственных материалов, авторами исследованы образцы, любезно предоставленные А.Я. Салтыковским, Л.И. Шахотко и проф. Д. Шоу, которым авторы выражают свою глубокую благодарность.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Зайцев Е.И., Сотсков Ю.П., Резников Р.С. Нейтронно-активационный анализ горных пород на редкие элементы. М.: Недра, 1978. 101 с.
2. Кравченко С.М. Фракционирование малых элементов при дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1977. 218 с.

3. Кравченко С.М., Берзина И.Г. Уран в базальтах и долеритах по данным  $f$ -радиографии. М.: Недра, 1975. 119 с.

4. Нестеренко Г.В., Альмухамедов А.И. Геохимия дифференцированных траппов. М.: Наука, 1973. 198 с.

5. Фролова Т.И., Гуцин А.В. Латеральные вариации базальтового магматизма. — В кн.: Латеральные ряды магматических формаций. Свердловск, 1979, с. 22–43.

6. Чудинов Ю.В. Расширение Земли как альтернатива "Новой глобальной тектоники". — Геотектоника, 1976, № 4, с. 16–36.

7. Compston W., McDougall W., Heier K.S. Geochemical comparison of Mesozoic basaltic rocks of Antarctica, South Africa, South America and Tasmania. — Geochim. et cosmochim. acta, 1968, vol. 32, N 2, p. 129–149.

8. Engel A.E.J., Engel C.G., Havens R.G. Chemical characteristic of oceanic basalts and the upper mantle. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, vol. 76, N 7, p. 719–734.

9. Frye W.S. The evolution of the earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? — Chem. Geol., 1978, vol. 23, N 2, p. 89–114.

10. Frey F.A., Haskin L. Rare earths in oceanic basalts. — J. Geophys. Res., 1964, vol. 69, N 4, p. 775–780.

11. Gast P.W. Terrestrial ratio of potassium to rubidium and the composition of the earth's mantle. — Science, 1965, vol. 147, N 3660, p. 858–860.

12. Hess H. History of ocean basins. — Petrol. Stud. Geol. Soc. Amer., 1962, Buddington Vol., p. 599–620.

13. Janes P., Gill J. Rare earth elements and the Island arc tholeiitic series. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, vol. 9, N 1, p. 17–28.

14. Kay R.W., Hubbard N.J. Trace elements in ocean ridge basalts. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 38, N 1, p. 95–116.

15. Pitman W.C., Larsen R.L., Herron E.M. The age of the ocean basin. N.Y., 1974. 64 p.

16. Schilling J.G. Iceland mantle plume. — Nature, 1973, vol. 242, N 5400, p. 565–571.

17. Tatsumoto M., Hedge C.E., Engel A.E.F. Potassium, rubidium, strontium, thorium, uranium and ratio strontium-87 to strontium-86 in ocean tholeiitic basalt. — Science, 1965, vol. 150, N 3698, p. 888–889.

18. Vogt P.R. Asthenosphere motion recorded by the ocean floor south of Iceland. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, vol. 13, N 1, p. 153–160.

19. Wood D.A., Joron J.X., Treuil M. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, vol. 45, N 2, p. 326–336.

20. Wood D.A., Tarney J., Varet J. et al. Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic, by IPOD Leg 49: implications for mantle heterogeneity. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, vol. 42, N 1, p. 77–99.

УДК 551.21 : 551.24

И.Н. Голышко, Г.С. Закариадзе, М.Б. Лордкипанидзе

## ВАРИАЦИИ СОСТАВА БАЗАЛЬТОВ В РАЗНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ РИФТОГЕНЕЗА

В работе сопоставлены вулканические комплексы ряда эталонных структур, представляющих четыре морфолого-тектонические ситуации: континентальные, океанические рифты, междуговые бассейны в тылу островных дуг<sup>1</sup> и океанические острова над "горячими точками" ("hot spot", [45, 56, 40]).

<sup>1</sup> В дальнейшем, следуя Д. Каригу [34], мы будем часто называть рифты континентов и океанов зонами первичного спрединга, а междуговые рифты в тылу островных дуг — вторичного.

Таблица 1

Характеристика вулканических серий рифтовых зон

№№ п/п	Группа	Район, зона, тип серии	Породы	Объем группы	Источник анализов
1	2	3	4	5	6
I. Серии рифтовых зон подвижных областей (междугловые бассейны, по Д. Каригу [34], рифтовые зоны в тылу андезитовых дуг)					
I. А. Средиземноморский пояс					
1	1	Аджаро-Триалетский рифт (АТР), южная субщелочная зона	Базальты, Андезиты	24	Из коллекции Г.С. Закариадзе и М.Б. Лордкипанидзе (ГИН АН ГССР)
2	2	АТР, центральная щелочная зона	Щелочные базальты, трахандезиты, трахиты	40	
3	3	АТР, северная щелочная зона	То же	64	Там же
4	4	АТР, щелочная зона побережья (запад)	”	18	”
5	5	АТР, осевая толеитовая зона	Толеитовые базальты	15	”
6	6	АТР, восточная зона выклинивания рифта	Андезиты	21	”
7	7	Талыш, нижний-средний эоцен	Щелочные базальты, трахиты	8	[4]
8	8	Талыш, верхний эоцен	Щелочные базальты, трахиты	9	Там же
9	9	Болгария, Бургас	Трахибазальты	13	[21]
10	10	Тирренское море	Толеитовые базальты	20	[29]
I. Б. Западно-Тихоокеанская окраина					
11	11	Нью-Джорджия, Соломоновы острова, переходная серия	Пикрито-базальты, субщелочные базальты	8	[38]
12	12	Нью-Джорджия, известково-щелочная серия	Базальты, андезито-базальты	9	Там же
13	13	Бассейн Лау, толеитовый комплекс	Неизмененные базальты	11	[33]
14	14	Бассейн Лау, то же	Слабо измененные базальты	11	
15	15	То же	Кварцевые толеиты	5	
16	16*	Паресе-Вела	Толеитовые базальты	2*	[42]

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
17	17	Остров Эуа, Тонга, юго-восточная зона, толеитовый комплекс	Базальты, андезито-базальты, андезиты	9	[30]
18	18	Новые Гебриды, переходная серия толеитовая известково-щелочная	Базальты-андезито-базальты-андезиты	22	[27]
II. Континентальные рифтовые зоны					
II. А. Аравийская рифтовая система					
19	21	Треугольник Афар, вулкан Бойна	Базальты, трахиты	12	[26]
20	22	Эфиопский рифт, смешанная серия	Толеиты, субщелочные базальты, трахиандезиты	14	[39]
21	23	Аден, провинция Малый Аден	Щелочные базальты, андезито-базальты, трахиандезиты, трахидациты	16	[28]
22	24	Аден	То же	22	Там же
23	25	Острова Красного моря, Джебель-эт-Таир, толеитовая серия	Толеиты	6	[32]
24	26	Острова Красного моря, Зубаир, субщелочная серия	Толеитовые и субщелочные базальты	16	Там же
25	27	Острова Красного моря, Ханиш-Зукар, щелочная серия	Оливиновые базальты Трахибазальты, трахиандезиты, трахиты	24	"
II. Б. Африканская рифтовая система					
26	30	Западная рифтовая зона, калиевая серия	Лейцитовые базальты, трахибазальты, трахиты	17	[5]
27	31	Восточная рифтовая зона, серия умеренной щелочности	Оливиновые базальты, долерит-базальты, трахибазальты	19	Там же

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
II. В. Запад Северной Америки, рифт Рио-Гранде					
28	32	Бассейн Колорадо, грабен Рио-Гранде, толеиты формации Сервилетта	Толеиты	3	[36]
29	33	Бассейн Колорадо, хр. Сан-Хуан, щелочные базальты формации Хинсдейл	Оливин, щелочные базальты, андезито-базальты	9	"
30	34*	Бассейн Колорадо, средние анализы из осевой части грабена и к западу и востоку от него	1) оливиновый толеит, 2) щелочный базальт 3) щелочный базальт	3*	"
III. Океанские рифтовые зоны.					
III. А. Донные базальты					
31	60*	Средние анализы: 1,2—Атлантический океан, 3 — Карибское море, 4, 5 — Индийский, 6, 7 — Тихий океан, Восточно-Тихоокеанское поднятие, 8 — Красное море	Преимущественно оливин-гиперстеновые толеиты	8*	[8]
III. Б. Острова Срединно-Атлантического хребта					
32	61	Остров Гоф. Южная Атлантика		28	[35]
33	62	Остров Св.Елены, Южная Атлантика, щелочная серия		20	[25]

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6
IV. Океанические острова вне рифтовых зон. Гавайский хребет					
34	63*	Гавайские острова, средние анализы толеитовой серии		8*	[38]
35	64*	Гавайские острова, средние анализы щелочной серии		8*	"

\* Выборки, состоящие из средних анализов.

Примечание. Номера групп во второй колонке таблицы соответствуют номерам контуров на классификационных диаграммах. Принята следующая нумерация: 1-10 - серии интрадуговых рифтов Средиземноморья; 11-19 - серии интрадуговых бассейнов Тихоокеанской окраины; 21-39 - серии континентальных рифтов; 60-65 - океанические серии.

При характеристике междугловых бассейнов, учитывая промежуточный характер этих структур, включены некоторые представители островодужных ассоциаций, например, толеиты о-ва Эуа во фронтальной части дуги Тонга.

Предпринимая сравнительный петрохимический анализ базальтов эталонных структур, авторы преследовали следующие цели.

1. Установить, насколько значительно разные обстановки формирования влияют на петрохимический облик петрографических комплексов.
2. Выявить разделяющие параметры, дать им количественную оценку и возможную петрологическую и геодинамическую интерпретацию.
3. Оценить порядок сходства и различия вулканических комплексов в разных обстановках, т.е. произвести систематизацию по петрохимическим признакам.

В предполагаемой классификационной системе средние составы базальтов зон океанического спрединга рассматривались как реперная точка, по степени отклонения от которой определенным образом упорядочивались составы базальтов других эталонных структур и выявлялись направления петрохимической изменчивости.

Перечень эталонных структур и характеристика выборок химических анализов приведены в табл. 1.

#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Химические анализы вулканических комплексов эталонных структур систематизировались с помощью метода главных компонент [22, 10] и процедуры последовательной классификации [6]. Метод главных компонент (МГК) используется для построения на плоскости многокомпонентных классификационных диаграмм. Координатные оси (главные оси или главные компоненты) диаграмм вычисляются с помощью ортогонального преобразования ковариационной или корреляционной матрицы.

В настоящем исследовании использовалось преобразование ковариационной матрицы, причем содержания окислов предварительно пересчитывались в атомные количества катионов на 100 атомов кислорода. Эта модификация метода подробно обоснована Л.Н. Дуденко [11]; она удобна в тех случаях, когда систематизация и классификация производятся не только на основании близости составов, но и на основании сходства и различия типов трендов (главных направлений геохимической изменчивости) в дифференцированных комплексах: тип тренда в этом случае выражается через антагонизм ведущих катионов, а вычисляемые с помощью МГК коэффициенты — "нагрузки" — показывают долю участия каждого катиона в геохимической дифференциации без потери информации о дисперсиях.

С помощью МГК вычисляются оценки параметров геохимической изменчивости анализируемой совокупности:

- средний состав совокупности, или "координаты центра"  $\bar{X}_j$ , где  $j$  — порядковый номер химического элемента в анализе ( $j = 1, \dots, n$ ,  $n = 10$  для стандартного химического анализа);
- нагрузки  $a_{ij}$  или коэффициенты связи между  $j$ -м элементом и  $i$ -й компонентой ( $i = 1, \dots, m$ ,  $m < n$ );
- дисперсии компонент  $\lambda_j$  или относительные вклады компонент в

суммарную изменчивость системы  $w_i = \frac{\lambda_i}{\sum \lambda_j} \cdot 100\%$ ;

- значения компонент  $Y_b$  вычисляемые по формуле

$$Y_{ik} = \sum_{j=1}^n a_{ij} (x_{jk} - \bar{x}_j), \quad k = 1, \dots, N, \quad (1)$$

где  $X_{jk}$  — содержание  $j$ -го элемента в  $k$ -м анализе, выраженное в количестве атомов на 100 атомов кислорода,  $N$  — объем выборки.

При получении удовлетворительной классификации формула (1) может быть использована для пересчетов новых анализов и нанесения их на классификационную диаграмму, т.е. для диагностики.

Поскольку компоненты учитывают взаимосвязи между химическими элементами (ковариации) и упорядочены по вкладам  $w_j$ , то наиболее информативными при группировании и классификации оказываются диаграммы составов в плоскости главных компонент I—II и I—III: эти две плоские проекции заменяют многочисленные вариационные диаграммы, а их наглядность и компактность упрощает интерпретацию.

Диаграммы составов в плоскости главных компонент строятся как обычные вариационные диаграммы на основании значений компонент, вычисленных по формуле (1). Условными знаками оконтуриваются фигуративные поля составов пород разных комплексов. У концов осей выписываются химические элементы с их нагрузками относительно данной оси.

Очень редко удовлетворительная классификация может быть получена при одноактном применении МГК. Если анализируемая совокупность имеет сложную структуру, например, включает длиннодифференцированные, короткие, контрастные, бимодальные серии с большим разнообразием внутренних трендов, то приходится улучшать оценки с помощью проце-

дуры последовательной классификации. Эта процедура, ранее разработанная одним из авторов применительно к анализу зональности геохимических ассоциаций в рудоносных комплексах [6] существенна также при петрохимической классификации, так как с ее помощью устанавливается иерархическая соподчиненность между объектами, осуществляется вычленение классов разной степени общности и последовательное уточнение и интерпретация разделяющих параметров.

Основными операциями иерархической процедуры являются анализ фигуративных полей, полученных на предыдущем шаге классификации, и направленное группирование при переходе к следующему шагу. При анализе фигуративных полей выделяются области изометричные (изотропные), линейно-вытянутые (анизотропные) и сложной конфигурации. Последние разбиваются на отдельные звенья с изотропной или анизотропной структурой. Производится предварительная классификация: в один класс объединяются группы с перекрывающимися областями составов и сходными направлениями внутригрупповой изменчивости (близкими типами трендов). Направления на диаграммах, показывающие максимальное расстояние между классами, называются межгрупповыми трендами. На следующем шаге производится перегруппировка выборок, направленная на лучшее выявление межгрупповых различий за счет элиминации внутригрупповых. Например, производится классификация комплексов только с изотропной структурой, или с близкопараллельной ориентировкой внутренних трендов. Поскольку на каждом шаге вычисляются оценки параметров изменчивости, то в пределе можно вычислить формулу и длину главного тренда любой анизотропной группы (т.е. нагрузки и вес ее первой компоненты) и формулы и длины всех межгрупповых. Формула тренда показывает характер разделения катионов в дифференцированной системе, а длина оценивает степень дифференцированности (степень различия).

В зависимости от цели процедуру можно прерывать, не обязательно добиваясь численных оценок параметров изменчивости всех элементарных групп, например, когда достигнуто желаемое разделение на плоскости I—II компонент, дана качественная оценка типов трендов и определены формулы пересчета для нанесения новых анализов на классификационную диаграмму.

Ниже излагаются результаты классификации толеит-базальтовых комплексов и щелочных базальтов в границах  $45\% < \text{SiO}_2 < 54\%$  и  $2\% < \text{MgO} < 10\%$ . В этом интервале почти все длиннодифференцированные щелочно-базальтовые серии имеют линейные тренды с субпараллельной ориентировкой. Расчеты выполнены в ВЦ ВСЕГЕИ по программам комплекса АСОГИ, составленным В.И. Мишиным, Л.Н. Дуденко и И.Д. Македоном.

Результаты представлены на рис. 1—4 в виде диаграмм составов, на которых оконтурены области вариаций составов пород разных классов, а внутренние и межгрупповые тренды показаны стрелками, у концов которых проставлены ведущие катионы-антагонисты. Для удобства пользования на плоскости нанесена координатная сетка. В правом нижнем углу каждой диаграммы составов помещена "диаграмма нагрузок" — схема, показывающая расположение на соответствующей плоскости

Таблица 2

Оценки параметров изменчивости совокупности толеитовых базальтов (к диаграммам рис. 1, 2)

i	Элемент	Координаты центра $\bar{X}_j$		Нагрузки компонент I, II, III		
		Вес. % окислов	Атом. колич. катионов	$a_{1j}$	$a_{2j}$	$a_{3j}$
1	Si	48,80	29,811	-0,096	-0,359	-0,086
2	Ti	1,46	0,672	+0,018	-0,151	-0,012
3	Al	16,58	11,942	-0,366	+0,521	+0,174
4	Fe <sup>3</sup>	3,84	1,772	-0,286	+0,173	-0,094
5	Fe <sup>2</sup>	6,07	3,099	+0,331	-0,555	+0,174
6	Mn	0,14	0,072	-0,001	-0,002	-0,003
7	Mg	7,14	6,510	+0,663	+0,396	-0,573
8	Ca	10,56	6,916	+0,329	+0,241	+0,671
9	Na	2,88	3,411	-0,340	-0,142	-0,381
10	K	0,41	0,323	-0,036	-0,060	-0,007
3			Вес, $\lambda_i$	2,95	2,72	1,3
$\sum_{i=1} w_i = 84,5\%$			Вклад, $w_i$	35,9%	33,0%	15,6%

Таблица 3

Оценки параметров изменчивости совокупности щелочных базальтов при  $45\% < \text{SiO}_2 < 54\%$ ,  $2\% < \text{MgO} < 10\%$  (к диаграммам рис. 3, 4)

i	Элемент	Координаты центра $\bar{X}_j$		Нагрузки компонент I, II, III		
		Вес. % окислов	Атом. колич. катионов	$a_{1j}$	$a_{2j}$	$a_{3j}$
1	Si	49,26	30,405	-0,178	-0,277	+0,299
2	Ti	1,66	0,774	-0,038	+0,222	+0,117
3	Al	15,64	11,367	-0,376	-0,057	-0,620
4	Fe <sup>3</sup>	4,57	2,129	+0,036	-0,315	-0,084
5	Fe <sup>2</sup>	5,90	3,050	+0,048	+0,696	+0,277
6	Mn	0,15	0,079	-0,002	+0,005	+0,003
7	Mg	5,90	5,438	+0,734	+0,005	+0,034
8	Ca	9,32	6,169	+0,369	+0,032	-0,404
9	Na	3,16	3,782	-0,382	+0,301	+0,118
10	K	1,95	1,543	-0,034	-0,441	+0,500
3			Вес, $\lambda_i$	5,1	3,1	1,5
$\sum_{i=1} w_i = 78\%$			Вклад, $w_i$	41,4%	24,2%	12,3%

петрогенных элементов. Диаграммы нагрузок являются как бы "компасом", позволяющим прочесть направления внутренней и межгрупповой изменчивости на диаграммах составов, показывая, в какую сторону и в какой мере отклоняются от среднего (от центра) различные породы, составы которых изображены на соответствующей плоскости, какими элементами они обогащены или обеднены.

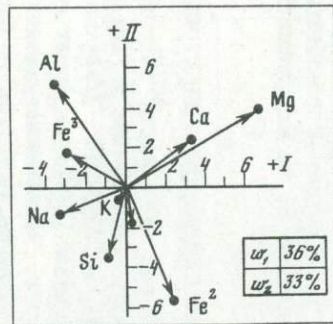
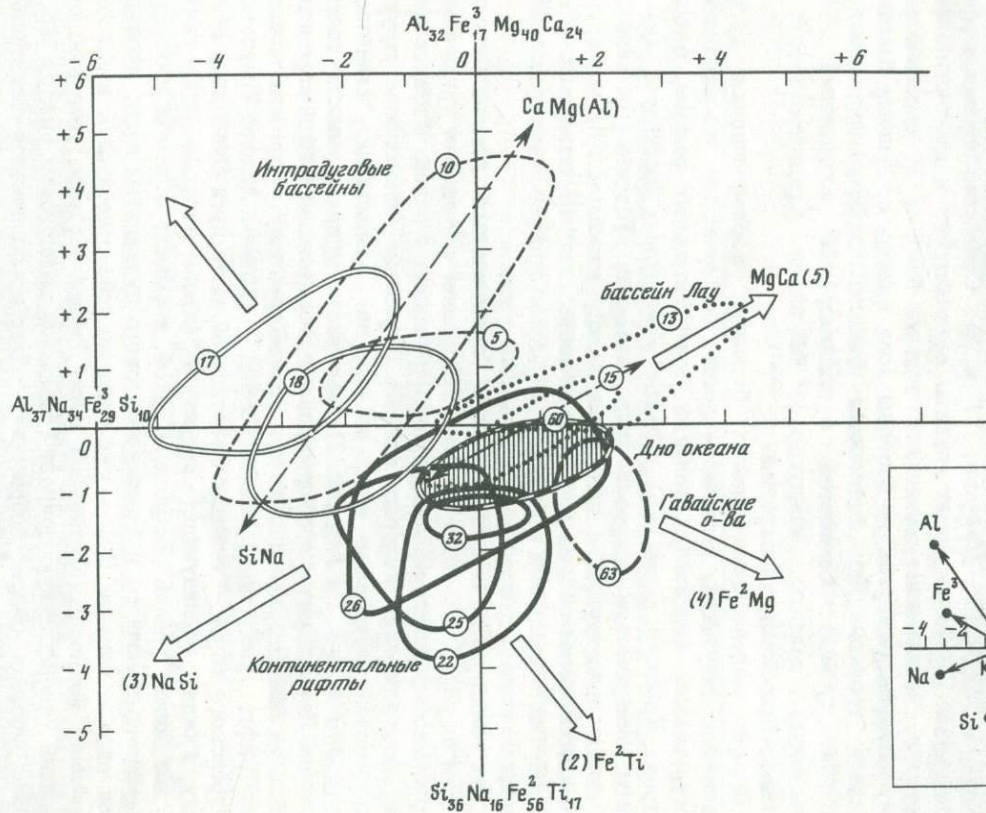
В табл. 2,3 приведены оценки параметров изменчивости классифицируемых совокупностей: координаты центра диаграмм, т.е. средний состав системы  $\bar{X}_j$  и коэффициенты пересчета — нагрузки  $a_{ij}$ . Эти параметры можно использовать для расчета координат новых анализов и нанесения их на классификационные диаграммы [см. выше формулу (1)].

### КЛАССИФИКАЦИЯ ТОЛЕИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ

На рис. 1 области вариаций базальтов четырех исходных типов структур объединены в два семейства с формулой межгруппового тренда  $Fe^3Al/Fe^2Ti$  (стрелки, 1 и 2). Семейство с типоморфной ассоциацией  $Fe^2Ti$  включает толеиты океанических и континентальных структур, исключение составляют только близкие к океаническому типу толеиты междугового бассейна Лау, однако от донных базальтов океанов толеиты Лау отличаются большей дифференцированностью (длиной тренда). Семейство с типоморфной ассоциацией  $Fe^3Al$  объединяет толеиты междуговых бассейнов Средиземноморья и Западно-Тихоокеанской окраины.

Внутри выделенных семейств базальты, формирующиеся в трех различных ситуациях, различимы достаточно отчетливо по разобщению фигуративных полей: (а) толеиты континентальных рифтов, включая острова Красного моря; (б) толеиты междуговых бассейнов; (в) толеиты океанических островов типа Гавайских. Толеиты бассейна Лау занимают промежуточное положение между классами (б) и (в). Эти три класса имеют область пересечения, совпадающую с четвертым — "примитивными" базальтами в зонах океанических хребтов — и хорошо различаются по степени отклонения от "примитивности".

Для наглядности область вариаций "примитивных" донных базальтов океана на рис. 1 и 2 заштрихована. Отклонение составов от примитивных прочитывается по направлению пронумерованных стрелок. В классе толеитов, формирование которых связано с разным положением структур относительно островных дуг, по степени возрастания "саличности" (стрелки 1 на рис. 1 и 3 на рис. 2) наблюдается упорядоченность: толеиты бассейна Лау (структуры, сформировавшейся на океанической коре в тылу одной из самых примитивных дуг Тонга-Кермадек) — толеиты междугового рифта зрелой дуги Новых Гебрид — толеиты Аджаро-Триалетии и Тирренского моря — толеиты фронтальной части дуги Эуа-Тонга. В этом ряду каждая последующая структура (кроме острова Эуа) связана со все более "зрелой" островной дугой, в смысле объемов проявления известково-щелочного и андезит-латитового вулканизма дуги; последний член ряда — толеиты Эуа — уже сами по себе относятся к известково-щелочной ассоциации островной дуги. Таким образом, этот ряд, отражающий "двойственную природу" базальтов междуговых рифтов [16, 2], можно назвать рядом возрастания известково-щелочной тенденции в толеитах. Заметим также, что все толеиты этого класса, в отличие от континентальных и океанических, имеют анизотропные области составов (см. рис. 1 и 2), причем собственные тренды проявляют слабо выраженную известково-щелочную (Тирренское море, контур 10 рис. 1),



субщелочную (Новые Гебриды, контур 18 рис. 2) или щелочно-базальтовую (бассейн Лау, контуры 13, 15 рис. 1 и 2) тенденции дифференциации. Этот факт имеет большое значение для последующей интерпретации, поскольку большая степень дифференцированности составов толеитов междуговых бассейнов по сравнению с континентальными и океаническими свидетельствует о дополнительных агентах дифференциации, каковыми в данном случае могут являться более высокие концентрации воды и летучих.

Континентальные толеиты по сравнению с "примитивными" донными также более саличные: на рис. 1 видно возрастание в них Na и Si (стрелка 3), а на рис. 2 — возрастание Al и Ca (стрелка 1) при снижении Mg. Но в отличие от толеитов междуговых структур, в континентальных толеитах окисленность не только не возрастает, напротив, — по сравнению с базальтами дна океана в них больше закисного Fe и Ti. Упорядоченность континентальных толеитов мы приводим по степени их приближения к "примитивным" донным (это имеет смысл, так как в такой последовательности обычно интерпретируется раскрытие континентальных рифтов): толеиты Эфиопии (22) — толеиты острова Джебель, Красное море (25) — толеиты Рио-Гранде (32) — оливиновые и низкощелочные базальты острова Зубаир, Красное море (26) — донный толеит Красного моря (крайняя левая позиция в заштрихованной области). Область вариаций оливиновых базальтов острова Зубаир уже перекрывается с областью вариаций донных базальтов.

Наконец, в области океанических структур толеиты Гавайских островов (63) отклоняются от донных в сторону увеличения содержания Mg, закисного Fe и Ti при снижении содержаний салических компонентов (направления 4 на рис. 1 и 2 на рис. 2). Возрастание дифференцированности и увеличение содержаний Mg и закисного Fe по сравнению с толитами океанических хребтов наблюдаются в толеитах бассейна Лау (стрелка 5 на рис. 1). Напомним, что Гавайский хребет не является рифтогенной структурой, его образование связывается с "горячими точками" или "мантийными струями" [45, 46]. Образование окраинных морей типа Лау-бассейна также связано с восходящими потоками в мантии, как бы ни дискутировался вопрос о природе мантийного диапира [34, 41]. По-видимому, в активных зонах с первичной океанической корой возможно формирование более дифференцированных серий,

Рис. 1. Классификация толеит-базальтовых комплексов. Диаграмма составов в плоскости I—II компонент

1—6 — контуры фигуративных полей: 1 — толеиты континентальных рифтов; 2 — донные океанические толеиты, 3 — островные океанические толеиты, 4 — толеиты междуговых бассейнов и островных дуг Средиземноморья, 5 — толеиты тыловых бассейнов зрелых дуг и фронтальных зон незрелых дуг Тихоокеанской окраины, 6 — толеиты тыловых бассейнов незрелых дуг Тихоокеанской окраины; 7 — проекции собственных трендов (направления внутренней изменчивости составов в проекции на плоскость); 8 — направления межгрупповой изменчивости (в данном случае отклонения составов групп от центра). Номера в кружках отвечают номерам в табл. 1: 60 — донные толеиты; 63 — Гавайские толеиты; 22, 25, 26 — Аравийская рифтовая система; 5 — Аджаро-Триалетский рифт; 10 — Тирренское море; 13, 15 — бассейн Лау; 17 — остров Эуа; 18 — Новые Гебриды

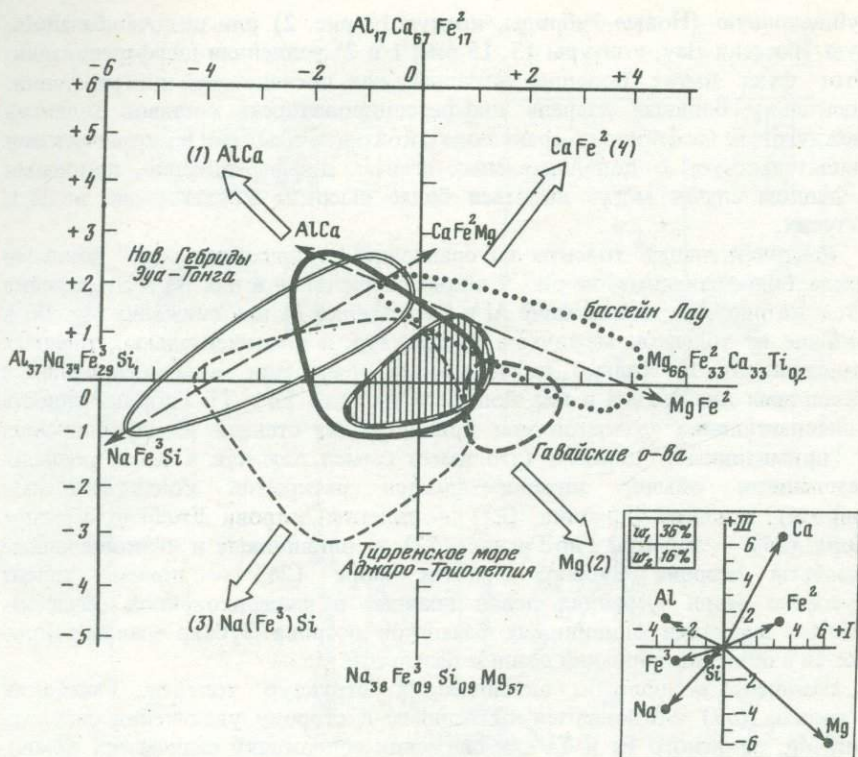


Рис. 2. Толейты. Диаграмма составов в плоскости I—III компонент. Разделение толейтов: океанических и континентальных структур; Средиземноморских и Тихоокеанских междууговых бассейнов

Условные обозначения см. на рис. 1

уклоняющихся от "примитивных" в сторону увеличения мафитовости ( $Mg, Fe^2$ ).

Таким образом на классификационной диаграмме толейтовых комплексов четко обособляются поля пород для трех типов обстановок: континентальной, островодужной и субокеанической (острова и примитивные окраинные моря). В континентальных рифтах по мере отклонения от "примитивности" возрастают концентрации закисного железа и титана и общая "саличность" ( $Na, Si, Ca, Al$ ); в тыловых рифтах зрелых островных дуг саличность возрастает вместе с окисленностью и все более сильно проявляется "известково-щелочная" тенденция дифференциации; в субокеанических структурах увеличиваются содержания магния и закисного железа и снижается саличность. В итоге, за исключением небольшой области пересечения, возможна диагностика толейтов, сформировавшихся в разных геодинамических обстановках. В частности, наиболее просто отличить интрадуговые и островодужные толейты от континентальных и океанических можно по соотношению  $Fe^3 Al / Fe^2 Ti$ .

## КЛАССИФИКАЦИЯ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ

На рис. 3 области вариаций базальтов исходных структур разделены на два семейства, граница между которыми показана штрих-пунктирной линией. Формула разделяющего параметра  $\text{NaTiFe}^2/\text{KFe}^3(\text{Si})$ .

Первое семейство с типоморфной ассоциацией  $\text{NaTiFe}^2$  объединяет щелочные базальты континентальных и океанических рифтов мировой систем и океанических островов; второе с типоморфной ассоциацией  $\text{KFe}^3$  включает щелочные базальты междугловых бассейнов.

Для того чтобы лучше ориентироваться в природе различий, мы пересчитали и нанесли на плоскость составы донных базальтов океана (заштрихованная область), которые служили репером при классификации толеитов. В данном случае донные базальты также занимают промежуточную позицию (заштрихованная область легла на разделяющую линию).

Отметим упорядоченность структур относительно разделяющей линии на рис. 3. Линия пересекает область донных базальтов и совпадает с собственным трендом дифференцированной серии одного из островов Срединно-Атлантического хребта (Гоф, контур 61). Область составов о-ва Гоф в нашей выборке является нижней границей вариаций составов океанических щелочных базальтов: составы серий вулканических островов над "горячими точками" — Гавайских и Св. Елены — так же, как серий островов Красного моря в осевой зоне спрединга, отклоняются на рис. 3 от разделяющей линии вверх, упорядочиваясь по мере возрастания натровой щелочности. Щелочные базальты континентальных рифтов все лежат выше разделяющей линии диаграммы 3 и составы их перекрываются с составами базальтов островов. Для этих структур можно наметить только частные, внутрискруктурные ряды серий, в которых по мере приближения к разделяющей линии несколько снижается щелочность и одновременно падают содержания титана и закисного железа. В Восточно-Африканской рифтовой системе таким образом упорядочиваются калиевая серия (30) и серия умеренной щелочности (31) на рис. 4. В Аравийской рифтовой системе при снижении щелочности уменьшается также степень дифференцированности серий, которые постепенно приближаются к "примитивному" донному толеиту (этот ряд, прочитанный на диаграмме I—II компонент, на рис. 3 не показан ввиду загруженности схемы).

В область сомнения попали щелочные базальты гор Сан-Хуан и средние анализы щелочных базальтов западного и восточного полей бортов депрессии Рио-Гранде (контур 33), в то время как пересчитанные в новой системе координат толеиты Рио-Гранде (контур 32) отвечают континентальным составам. Эта противоречивая петрохимическая характеристика, по-видимому, обусловлена сложным сочетанием разных геодинамических обстановок при формировании структур Большого Бассейна [24, 37].

Дифференцированные серии междугловых бассейнов Средиземноморья максимально отклоняются от разделяющей линии по содержанию K и  $\text{Fe}^3$ , в то время как базальты Тихоокеанских окраинных бассейнов по этому параметру ближе к океаническим. Их отличие от континентальных и океанических базальтов хорошо видно на дополняющей классификацию диа-

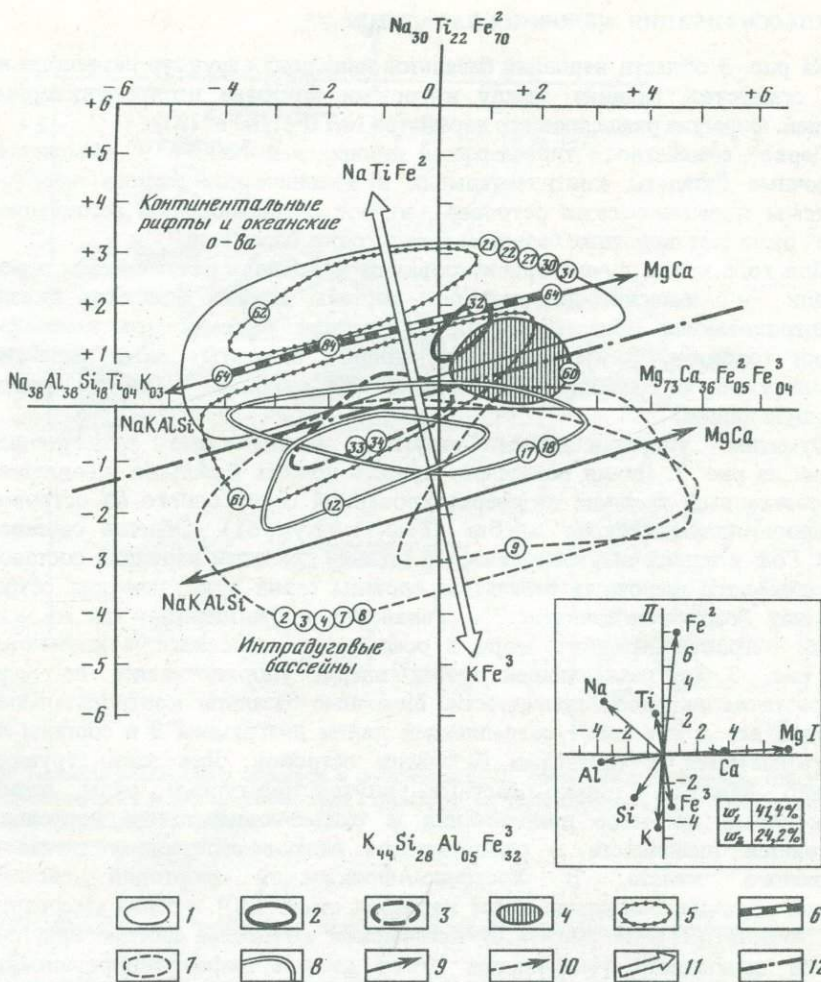


Рис. 3. Классификация щелочных базальтов при содержании  $SiO_2$  45–54%,  $MgO$  2–10%. Диаграмма составов в плоскости I–II компонент

1–8 – контуры фигуративных полей: 1 – щелочные базальты континентальных рифтов, 2 – толеиты Рио-Гранде, 3 – щелочные базальты формации Хинсдейл, 4 – донные толеиты, 5 – базальты океанических островов, 6 – Гавайская щелочная серия (линия проведена по средним анализам), 7 – щелочные базальты аналогов междуговых бассейнов в Средиземноморье; 8 – щелочные базальты Тихоокеанских междуговых бассейнов; 9 – главные собственные тренды; 10 – разновидности собственных трендов в проекции на разные плоскости; 11 – межгрупповые тренды; 12 – линия раздела составов щелочных базальтов континентальных и океанических структур, с одной стороны, и междуговых бассейнов – с другой. Номера контуров в кружках соответствуют номерам групп в табл. 1

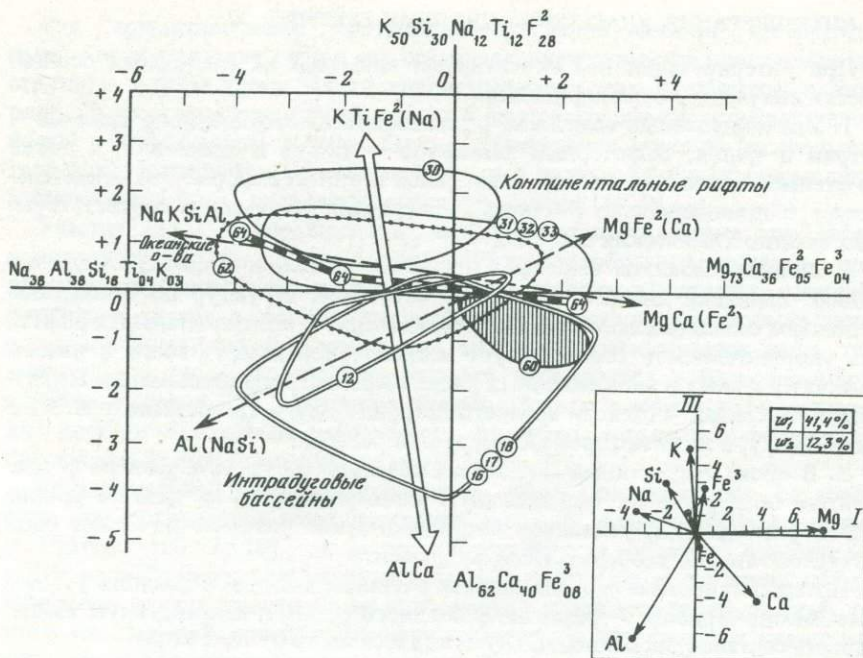


Рис. 4. Разделение составов щелочных базальтов и континентальных рифтов, океанических островов и междуговых бассейнов Западно-Тихоокеанской окраины. Диаграмма составов в плоскости I—III компонент

Условные обозначения см. рис. 3. Для сравнения на диаграмме показана область составов донных базальтов (заштрихована)

грамме 4: в базальтах Тихоокеанских окраинных бассейнов больше Ca и Al, что сближает их с базальтами известково-щелочных серий.

Как видно, в отличие от толеитовых комплексов в группе щелочных базальтов сильнее выражена конвергентность петрохимических признаков, приводящая к отчетливому выделению только двух семейств — мировой системы рифтов (включая океанические острова) и областей локального рифтогенеза в подвижных поясах. Донные базальты на всех классификационных диаграммах занимают промежуточную позицию, но теснее прилегают к первому семейству.

Заметим, что название "примитивные" базальты для группы средних анализов донных толеитов число условное: эта группа наиболее "примитивная" по сравнению с другими комплексами на данном уровне классификации. Базальты разных хребтов обнаруживают закономерные вариации: средние анализы Восточно-Тихоокеанского хребта легли на диаграмме 1 в первую часть области, приближаясь к Гавайским, а хребта Карлсберг и Красного моря — в левую часть заштрихованной области, перекрываясь толеитами островов Красного моря. Выяснение природы этого внутрigrуппового различия требует перехода на более детальный уровень классификации и выходит за рамки нашего анализа.

## ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КЛАССИФИКАЦИОННЫХ СТРУКТУР

При интерпретации мы акцентируем внимание на следующих особенностях полученной классификации.

1. Два выделенных семейства различаются по соотношению щелочей — натрия и калия, амфотерных элементов — титана и алюминия, а также по степени окисления железа — закисной и окисной форм. Это свидетельствует о принципиально различных флюидных режимах в соответствующих физико-химических системах.

2. Донные базальты занимают при классификации промежуточную позицию. Вариации химизма базальтов изученных структур по отношению к донным базальтам закономерно упорядочены. В континентальных рифтах эта упорядоченность соответствует направленной изменчивости в известных латеральных и эволюционных рядах рифтового вулканизма, а в междуговых бассейнах — степени зрелости островной дуги (в понимании А. Миясиро, [18]), в тылу которой формируется бассейн.

3. В обоих выделенных семействах базальты структур с разным фундаментом обнаруживают определенную конвергентность на данном уровне классификации, т.е. указанное петрохимическое различие не может быть объяснено только особенностями фундамента.

Интерпретационная модель должна с единых позиций объяснить указанные закономерности — различие флюидного режима, направленную изменчивость составов, их относительную независимость от типа коры.

Рассмотрим некоторые геодинамические и петрологические аспекты формирования вулканических комплексов в разных обстановках.

*Вариации составов базальтов континентальных рифтов и океанических островов; геодинамический и петрологический аспект.* По этому вопросу существует обширная литература, причем результаты исследования различных рифтовых систем хорошо согласуются между собой, что позволяет рассматривать их как закономерности. Обстоятельный анализ эволюционной направленности развития рифтовых зон от "материковой стадии" через "промежуточную" к "океанической" выполнен А.Ф. Грачевым [8]. В этой последовательности вулканические серии становятся все более "примитивными" (менее щелочными, коротко дифференцированными) и приближаются к донным базальтам.

Механизм рифтогенеза связывается с формированием в кровле мантии "подушки" или линзы разогретого и разуплотненного материала — аномальной мантии, которая вызывает начальное сводообразование и растяжение коры. Дальнейшее развитие рифта связано с растеканием "подушки" [4, 17, 5]. Аналогичная линза "аномальной мантии" прослежена под осевыми зонами срединно-океанических хребтов [44]. В этом смысле растяжение (спрединг) в океанических и континентальных рифтовых зонах вызвано одними и теми же причинами. Наблюдаемая упорядоченность вулканических серий от высокощелочных, высокотитанистых дифференцированных к более "примитивным" (и в пределе — к океаническим толеитам) связана с глубиной положения аномальной мантии, а также с большими скоростями раздвига в структурах с более тонкой корой (например, в системе Кенийский-Эфиопский рифт—Афар—Красное море [39, 14, 8]).

Ряд "примитивизации" континентальных серий назовем "деструктивным", поскольку он связан со все более интенсивными процессами деструкции внутри плит. Изменение петрохимических параметров в этом ряду (снижение концентраций титана и закисного железа, падение щелочности в дифференцированных сериях, уменьшение степени "саличности" толеитов) согласуется с представлениями о разных глубинах (термодинамических условиях) плавления материала мантии [13, 9].

Участие коры в формировании петрохимического облика этих серий можно назвать "пассивным": кора служит своеобразным экраном, препятствующим окислению железа и способствующим накоплению щелочей, летучих и титана в кровле астеносферной подушки. Чем больше мощность континентальной коры и чем медленнее раскрывается рифт, тем значительнее такое накопление, как это наблюдается в Восточно-Африканской системе [5]. Активное взаимодействие с корой и заимствование корового материала имеет место, вероятно, только при формировании кислых членов бимодальных серий.

Формирование дифференцированных серий океанических островов идет при погружении зоны генерации магм на фоне общего снижения геозотерм [23, 7, 19], т.е. в последовательности, обратной описанному выше ряду "деструкции" континентальных плит. При погружении магматического канала океаническая литосферная плита может играть роль такого же "экрана", способствующего накоплению литофильных компонентов, как и в континентальных рифтах. Это может объяснить конвергентность щелочных базальтов, формирующихся в принципиально различных структурных обстановках. Предельным членом для обоих рядов (конечным для "ряда деструкции" континентальных плит и начальным для эволюционной последовательности серий островов) является "океанический толеит"; этим объясняется его пограничное положение на диаграммах 1 и 3.

*Особенности составов базальтов междуговых бассейнов; гипотеза о природе различий вулканизма в зонах первичного и вторичного спрединга.* Второе выделенное семейство щелочно-базальтовых и толеитовых серий отличается от рассмотренного выше согласованным повышением концентраций  $Fe^3KAl$  против  $Fe^2NaTi$ , что указывает на большую водонасыщенность магм в этих условиях, более широкое развитие окислительных процессов и, возможно, большую активность летучих. Представляется, что при формировании серий этого семейства не существовало такого "экрана", как для магматических очагов первого семейства, либо имел место дополнительный приток воды и летучих.

Мы предлагаем вариант интерпретации наблюдаемых закономерностей, используя предложенную Л.П. Зоненшайном в развитие идей Д. Карига, Дж. Паккэма и др. модель "асимметричного диапира", или встречного к падению зоны Беньюфа конвективного потока разуплотненной и разогретой мантии [12]. Отличие "асимметричного вторичного диапира" от "астеносферной подушки" (*rift pillow*), вызывающей первичный рифтогенез, в том, что вторичный диапир располагается над поверхностью погружающейся литосферной плиты, которая в процессе погружения теряет воду, глинозем, кремнезем и легкоподвижные компоненты [31, 20, 19]. Таким образом, вся область над погружающейся плитой, включая и вторичный диапир,

пронизывается газо-гидротермальными флюидами (трансмагматическими потоками, по Д.С. Коржинскому [15]), возникающими при дегидратации коры. Профиль вулканизма и его зональность в междуговом бассейне в большой степени будет зависеть от того, в какой мере надвинутая встречная плита послужит экраном, как это было описано для континентальных рифтов.

В случае длительного экранирования, которое способствует накоплению щелочей и летучих в кровле диапира, в соответствующей зоне проявится щелочной или бимодальный вулканизм; при постепенном раскрытии рифта рассеянный щелочно-базальтовый вулканизм сменится толеит-базальтовым, сосредоточенным в рифтовой впадине; наконец, при быстром и значительном раскрытии возможен только толеитовый вулканизм (спиллит-диабазовые комплексы бассейна Лау и некоторых других окраинных бассейнов Тихого океана). Так объясняется сходство латеральной зональности вулканизма и эволюционных рядов в областях первичного и вторичного спрединга, которое неоднократно описывалось двумя из авторов [16, 1, 2].

Гипотеза пронизывающих мантию газо-гидротермальных флюидов может объяснить такие особенности состава базальтов междуговых бассейнов, как их большую окисленность и меньшую титанистость по сравнению с континентальными аналогами, а также появление в междуговых бассейнах "промежуточных" серий, переходных к известково-щелочным [43, 27, 2].

Предложенная модель объясняет и другие наблюдаемые факты, например, упорядоченность составов толеитов междуговых бассейнов на диаграмме 1 в соответствии со "степенью зрелости" (по А. Миясиро [18]) островных дуг. При относительно пологом погружении зоны Беньофа, как это имеет место для Калабрийской дуги и Тирренского моря, области генерации толеитовой магмы обогащаются сиалическими компонентами, освобождающимися при дегидратации коры погружающейся пластины. При круто наклонном положении зоны Беньофа в примитивной дуге Тонга область дегидратации и деятельности трансмагматических флюидов, по-видимому, сосредоточилась в самой дуге, где проявился толеитовый вулканизм, близкий к известково-щелочному типу (о-в Эуа, см. рис. 1). В зоне вторичного спрединга, в бассейне Лау создались условия, обычные для спрединга океанического бассейна, и толеиты, сформировавшиеся в этих условиях, почти неотличимы от донных. Таким образом, для каждого междугового бассейна, связанного с "незрелой" или "зрелой" дугой, существует свой предельный толеит. Близость состава этого "предельного" толеита к океаническому возможна только в тыловых бассейнах самых примитивных дуг. Это следствие из предложенной модели и наблюдаемых закономерностей может иметь значение при палеореконструкциях и при решении вопросов о происхождении внутренних морей.

Реальность предположения о значительной дегидратации и активности газо-гидротермальных флюидов в зонах Беньофа подтверждается широким развитием метаморфических поясов как на внешней, так и на внутренней сторонах островных дуг (вопрос подробно рассмотрен А. Миясиро [18]).

## ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

1. В результате проведенного исследования установлено, что по соотношению петрогенных катионов базальты рассмотренных четырех типов структур объединяются в два семейства. Породы первого семейства (континентальных рифтов и океанических островов) отличаются от второго (междугубых бассейнов в системах островных дуг) согласованным повышением содержаний закислого Fe, Ti и Na, против окисного Fe, K и Al.

2. Петрохимическое различие между вулканическими сериями двух семейств мы объясняем тем, что в первом семействе (Мировая система) рифтовые структуры формировались над восходящими мантийными потоками при относительно пассивном (экранирующем) участии коры. Во втором случае рифтогенез также вызывается восходящими потоками в мантии, но расположенными над пологой сейсмофокальной плоскостью; дополнительный источник воды и летучих может быть связан с дегидратацией коры погруженной литосферной пластины. Петрохимический облик вулканических серий второго семейства в значительной степени определяется пронизывающими верхнюю мантию трансмагматическими потоками.

3. Донные базальты океанических хребтов по значениям разделяющего параметра занимают промежуточную позицию, но теснее примыкают к первому семейству. Это их пограничное положение объясняется тем, что в ряду "направленной изменчивости составов базальтов раскрывающихся континентальных рифтов состав донных базальтов является предельным.

4. В междугубых бассейнах эволюционный ряд, связанный с раскрытием рифта, имеет в качестве предельного продукта некоторый "осевой толеит", в общем случае отличный от океанического. Устанавливается зависимость состава "предельного" толеита от степени зрелости островной дуги, или от угла наклона зоны Беньофа. Близость состава этого "предельного" толеита к океаническому возможна только для самых примитивных окраинных морей на океанической коре при крутом падении зоны Беньофа. Эта зависимость может оказаться полезной при палеореконструкциях древних окраинных бассейнов и решении вопросов о происхождении внутренних морей.

5. При палеореконструкциях необходимо учитывать гомологичность рядов зональности вулканических комплексов в системе "островная дуга — междугубой бассейн" для дуг разной степени зрелости: фронтальные толеиты незрелой дуги и абиссальные толеиты тылового бассейна зрелой могут иметь сходный состав. Для надежной реконструкции необходимо исследовать весь ряд зональности в крест простираения структуры.

6. Полученные диаграммы могут быть использованы для сравнительного петрохимического анализа, т.е. для сопоставления вулканических комплексов с вошедшими в кристаллизацию эталонными сериями. С этой целью приведены численные оценки параметров изменчивости и дана формула (1) расчета координат для нанесения анализов на плоскости классификационных диаграмм. Напомним, что при расчетах координат содержания окислов надо пересчитывать в атомные количества катионов на 100 атомов кислорода.

7. Опыт построения классификационной системы, охватывающий четыре типа структур и направленный на количественную оценку параметров сходства и различия, предпринимается впервые. Вместе с тем этот опыт следует считать предварительным в силу ограниченного числа представителей классов (эталонов).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.А., Закариадзе Г.С. и др. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря. — Геотектоника, 1974, № 1, с. 78–94.
2. Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. — Геотектоника, 1977, № 4, с. 88–103.
3. Азизбеков Ш.А., Велиев М.М., Емельянов Е.Н. Субинтрузивные тела Космаланского прогиба (Горный Тамыш). — Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1968, № 4.
4. Артемьев М.Е., Артюшков Е.В. О происхождении рифтовых впадин. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 4, с. 58–73.
5. Восточно-Африканская рифтовая система. Т. 3. Геохимия. Сейсмология. Основные результаты / М.: Наука, 1974. 288 с.
6. Гольинко И.Н. Анализ линейных парагенезисов микроэлементов в прогнозно-металлогенетических исследованиях. — В кн.: Математические методы при прогнозе рудоносности. М.: Наука, 1977, с. 90–103.
7. Горшков Г.С. Проблемы современной вулканологии. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли: Тр. I Всесоюз. палеовулканол. симпозиум. М.; Владивосток, 1974, с. 19–33.
8. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 247 с.
9. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. 334 с.
10. Девис Дж. Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977. 571 с.
11. Дуденко Л.Н., Македон И.Д. Классификация моноклиновых пироксенов по типам изоморфных замещений. — Зап. ВМО, 1978, № 5, с. 529–543.
12. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 230 с.
13. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.
14. Казьмин В.Г. О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов). — Геотектоника, 1974, № 6, с. 3–14.
15. Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М.: Наука, 1968, с. 69–74.
16. Лордкипанидзе М.Б., Закариадзе Г.С. Палеогеновый вулканизм Аджарии. — В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1974, с. 74–86.
17. Любимова Е.А. Тепловая аномалия в области Байкальского рифта. — В кн.: Байкальский рифт. М.: Наука, 1968, с. 159–166.
18. Миясиро А. Метаморфизм и связанный с ним магматизм в свете положений тектоники плит. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 243–265.
19. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 182 с.
20. Сорохтин О.Г., Дмитриев Л.В., Удинцев Г.Б. Возможный механизм образования земной коры. — Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 2, с. 319–322.
21. Станишева-Василева Г. Верхнемеловые магматические формации в Бургаском синклинии. — Докл. Болг. АН, 1971, т. 24, № 11.
22. Харман Г. Современный факторный анализ. М.: Статистика, 1972.
23. Шейнман Ю.М. Очерки глубинной геологии. М.: Недра, 1968. 231 с.
24. Atwater T. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, p. 3513–3536.
25. Baker J. Petrology of the volcanic rocks of Saint Helene Island, South Atlantic. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, N 7, p. 1283–1310.

26. *Barbery F., Ferrara G., Santacroce R.* et al. A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina Centre (Afar Rift, Ethiopia). — *J. Petrol.*, 1975, vol. 16, pt 1, p. 22–56.
27. *Colley N., Warden A.* Petrology of New Habrides. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, vol. 85, N 10, p. 1635–1646.
28. *Cox K.G., Gass J.G., Mallick D.J.J.* The peralkaline volcanic suite of Aden and Little Aden, South Arabia. — *J. Petrol.*, 1970, vol. 11, N 3, p. 433–462.
29. *Ditrich V., Emmerman R., Keller J.* et al. Oceanic basalts from the Tyrrhenian basin. — Deep-Sea Drill. Project, 1977, vol. 42A, Site 373.
30. *Ewart A., Bryan W.B.* Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Ena, Tongan Islands. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, N 1, p. 3281–3298.
31. *Fisher R.L., Hess H.H.* Trenches in the Sea. 3. N.Y.: Interci. Publ., 1963, p. 411–436.
32. *Gass J.G., Mallick D.I.J., Cox K.G.* Volcanic islands of the Red Sea. — *J. Geol. Soc.*, 1973, vol. 129, pt 3, p. 275–310.
33. *Hawkind J.W.* Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 28, p. 283–297.
34. *Karig D.E.* Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, p. 2542–2561.
35. *Le Maitre R.W.* Petrology of volcanic rocks, Gough Island, South Atlantic. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1962, vol. 73, N 11, p. 1309–1340.
36. *Lipman P.W.* Alcalic and tholeiitic basaltic volcanism related to the Rio Grande depression, Southern Colorado and Northern New Mexico. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1969, vol. 80, N 7, p. 1343–1354.
37. *Lipman P.W., Prostica H.J., Christiansen R.L.* Cenozoic volcanism and plate tectonic evolution of the Western United States. I. Early and Middle Cenozoic. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1972, vol. 271, N 1213, p. 217–248.
38. *Macdonald G.A., Katsura H.* Chemical composition of Hawaiian lavas. — *J. Petrol.*, 1964, vol. 5, N 1, p. 82–133.
39. *Mohr P.A.* Ephiopian rift and plateau: Some volcanic petrochemical differences. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, N 8, p. 1967–1984.
40. *Morgan W.J.* Deep mantle convection plumes and plate motions. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1972, vol. 56, N 2, p. 203–213.
41. *Packham G.H., Falvey D.A.* An hypothesis for the formation of marginal seas in the Western Pacific. — *Tectonophysics*, 1971, vol. 11, N 2, p. 79–109.
42. *Ridley W.J., Rhodes J.M., Reid A.M.* et al. Basalts from leg 6 of Deep-Sea Drilling Project. — *J. Petrol.*, 1974, vol. 15, p. 140–159.
43. *Stanton R.L., Bell J.D.* Volcanic and associated rocks of the New Georgia group, British Solomon Islands Protectorate. — *Overseas Geol. and Miner. Resour.*, 1969, vol. 10, N 2.
44. *Talwani M., Le Pichon X., Ewing M.* Crustal structures of the midocean ridges. — *J. Geophys. Res.*, 1965, vol. 70, N 2, p. 341–365.
45. *Wilson J.T.* Evidence from ocean islands suggesting movement in the Earth. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London, V*, 1965, vol. 258, p. 145–167.
46. *Wilson J.T.* Mantle plumes and plate motions. — *Tectonophysics*, 1973, vol. 19, N 2, p. 149–164.

*В.А. Баскина*

## МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ И ДЕСТРУКЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В СИХОТЭ-АЛИНЕ

В предлагаемой работе кратко изложены современные данные о мезокайнозойских вулканических формациях Приморья. При этом главное внимание уделено изменениям их состава во времени, отражающим общие тенденции тектонического развития региона в этот период.

Сравнительное изучение последовательности и условий накопления, а также петрохимической эволюции вулканогенных формаций служат одним из главных аргументов при восстановлении тектонического режима негеосинклинальных областей. К последним относятся окраинно-континентальные вулканические пояса, выделяемые в особый класс структур [16, 22]. Условия проявления вулканизма в поясах этого типа остаются предметом дискуссий. В частности, верхнемеловой вулканизм Сихотэ-Алиня трактуется некоторыми исследователями [8] как процесс, связанный с инверсионной стадией мезозойской геосинклинали, а кайнозойский вулканизм — как процесс платформенной стадии. По другим представлениям [13], восточная окраина Азиатского континента в мезозое — начале кайнозоя принадлежала к зонам андийского типа и в ее пределах, в ходе надвигания континента на океан, вдоль палеозон Беньофа, происходило наращивание континентальной гранитно-метаморфической коры (за счет образования вулканических поясов или палео-островных дуг).

Боле широко распространено представление о вулканических поясах окраин континентов, как о структурах этапа тектоно-магматической активизации, независимых в своем размещении и развитии от областей геосинклинального осадконакопления и вулканизма [4, 5, 16, 11, 22]. Предполагается при этом, что главным механизмом развития переходной области континент—океан служит раскол и дифференциальное погружение глыб, однако вулканизм, связанный с расколом тихоокеанских окраин, проявился в эоцене-миоцене. Что касается более ранних, верхнемеловых-палеоценовых вулканитов, то это образование орогенной (а местами геосинклинальной) стадии [5]. Однако, по мнению автора, приведенный далее пример эволюции мезокайнозойского вулканизма Сихотэ-Алиня свидетельствует о том, что формирование окраинно-континентального вулканического пояса происходит на фоне прогрессирующего разрушения и утонения континентальной коры. В этом отношении развитие восточно-азиатской континентальной окраины противоположно развитию островных дуг, в пределах которых известково-щелочной вулканизм приводит к разрастанию континентальной коры и ее гранитного слоя [18].

Особенно выразительной в Сихотэ-Алине является эволюция андезитовых и базальтовых формаций, на характеристике которой мы и остановимся главным образом.

Общие представления о вулканических формациях этого региона сложились в пятидесятые годы в результате работ М.А. Фаворской, И.И. Берсенева, В.А. Ярмолюка, Е.В. Быковской, В.Г. Плахотника и других исследователей и в главных чертах справедливы до настоящего времени. Сущест-

венные дополнения и уточнения, касающиеся в первую очередь вещественной характеристики пород, их латеральной неоднородности, специфики развития обособленных вулканотектонических структур были внесены работами М.А. Ахметьева, И.З. Бурьяновой, В.В. Ветренникова, И.Н. Говорова, Э.Д. Голубевой, В.И. Рыбалко, В.Г. Сахно, автором и другими исследователями.

Мезо-кайнозойские вулканические образования Сихотэ-Алиня в главной своей массе представлены известково-щелочными сериями, свойственными внутриконтинентальным и окраинным вулканическим поясам. Подчиненную роль играют другие серии: толеитовые, латитовые, щелочнобазальтовые, высококалийевые. Андезитовые, базальтовые и липаритовые вулканиды по большей части эволюционируют независимо, образуя гомологические ряды со сходным типом возрастной и латеральной изменчивости.

Общая последовательность вулканических образований такова: с начальными этапами вулканизма связано накопление пород с относительно высокой щелочностью. Это латит-трахиандезитовые и трахидацитовые комплексы, местами более кислые (ортофировые), объединяемые нами в латит-трахиандезитовую формацию сеноман-сенонского возраста (таблица).

Специфика состава ранних андезитов, выражающаяся в повышенном калинатровом отношении, присутствии субщелочных тел и покровов, наличие ассоциированных латитов и богатых калием кремнекислых пород ранее для сеноман-гуронских и сенонских андезитов не подчеркивались, и выделение этой группы пород в раннюю латит-трахиандезитовую формацию произошло лишь в последние годы [4].

Вслед за ними формируются ранне-палеоценовые или "поздние" андезиты (дальнегорская, часть самаргинской серий) и параллельно с трахиандезит-андезитовым рядом формаций, в течение сеномана-палеоцена накапливались значительно превосходящие их по объему вулканиды делленит-липаритового формационного ряда. Далее следуют: эоценовая оливин-базальтовая формация (кузнецкая), наиболее ранние проявления которой местами датированы верхним мелом (по К-Аг определениям); затем высокоглиноземистая андезито-базальтовая кизинская формация с возрастом олигоцен-миоцен и формация неоген-четвертичных базальтов, обычно называемая толеитовой. Наряду с последней формируются щелочно-базальтовые комплексы, которые и завершают кайнозойский магматизм в Приморье (рис. 1).

Далее мы несколько более подробно охарактеризуем разновозрастные вулканические формации среднего и основного состава.

*Трахиандезит-андезитовый ряд формаций.* Породы сеноман-сенонского возраста, слагающие основание вулканического пояса, обнажены в южном, среднем и северном Сихотэ-Алине на площади в несколько тысяч километров. В большинстве случаев они формируются в разобщенных линейных или изометричных впадинах, либо наращивая разрезы вулканогенно-осадочных толщ, которые венчаются покровами с останцами центральных вулканов, либо образуя субазральные вулканические постройки. От всех более молодых пород андезитового и базальтового состава они отличаются наиболее высокими концентрациями  $Al_2O_3$ , K, Na, Sr и P; по большей части

Средние составы некоторых типовых комплексов из мезо-кайнозойских андезитовых и базальтовых формаций Приморья

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	55,2	53,2	57,4	55,3	58,2
TiO <sub>2</sub>	1,4	0,7	0,8	1,0	1,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,2	17,6	15,9	20,0	16,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,8	3,2	2,1	4,2	3,4
FeO	3,4	4,6	5,7	2,2	3,3
MnO	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	3,2	4,6	3,9	1,9	2,1
CaO	6,4	5,4	6,1	7,3	5,4
Na <sub>2</sub> O	3,8	4,1	2,7	2,6	4,0
K <sub>2</sub> O	2,1	2,7	3,2	1,4	2,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,3	0,5	0,2	He опр.	0,6
H <sub>2</sub> O	—	2,3	0,9	3,2	0,8
П.п.п.	—	3,3	0,6	—	1,5
Сумма	—	100,1	100,2	99,8	99,4
Число анализов	6	2	7	4	5

Примечание. 1–3 – трахиандезит-латитовая формация: 1 – андезито-базальты двупироксеновые, некк и покров, бассейн р. Усури, сеноман; 2 – латиты, сеноман, р. Самага; 3 – трахиандезиты, березовский массив, Кавалерово; 4, 5 – андезитовая формация: 4 – андезито-базальты, эффузивные, палеоцен, Дальнегорск, по [1]; 5 – андезиты, субвулканические, по [17], басс. р. Партизанская; 6–8 – оливин-базальтовая формация, эоцен: 6 – базальты, покровы, р. Кузнецова; 7 – то же, р. Зер-

они представлены разностями, промежуточными между андезитами и трахиандезитами. Подчиненное положение в этих сериях занимают трахи-долериты, трахибазальты, трахиандезито-базальты (латиты), трахиты; завершают разрез трахидациты, а также богатые калием липариты, ортофиры, комендиты. В составе ранних (сеноман-гуронских и сенонских) вулканоплутонических комплексов присутствуют монцониты, граносиениты и сиенит-порфиры.

“Стандартные” андезиты в составе формации играют подчиненную роль и обычно слагают обособленные ареалы. Составы типовых вулканических пород трахиандезитовой формации приведены в таблице.

Вулканические комплексы следующей, *даний-палеоценовой, собственно андезитовой формации* также распространены во всех структурно-фациальных зонах Приморья и сосредоточены главным образом в тех же вулканотектонических структурах, что и ранние, трахиандезитовые.

Формация представлена преимущественно андезитами, причем наряду с лавами обычны вулканогенно-пролювиальные и пресноводные вулканогенно-осадочные отложения. Распределение фаций указывает на деятельность вулканов центрального типа. Подчиненные по объему кислые разновидности входят в состав последовательно-дифференцированных или контрастных серий.

Разделенные накоплением кислых вулканитов делленит-липаритового ряда, формирующегося в том же интервале времени, трахиандезиты и

6	7	8	9	10	11	12
49,8	50,6	49,0	50,8	57,0	49,8	50,8
1,6	1,3	1,0	1,3	1,0	2,0	1,7
16,9	17,2	14,3	18,4	17,4	15,8	15,3
4,3	2,9	3,8	5,3	2,1	3,5	4,3
6,6	5,7	5,8	3,8	4,3	7,1	7,3
0,16	0,2	0,17	0,15	0,1	0,16	0,16
5,7	6,0	9,9	5,4	3,4	6,9	6,9
7,8	7,8	8,7	7,2	8,3	8,2	7,9
3,5	2,3	2,2	3,1	3,6	3,5	2,9
1,8	1,4	1,5	1,2	2,1	1,3	1,0
0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2
0,6	0,9	0,6	0,7	0,9	0,5	0,3
—	—	2,4	1,9	1,2	1,4	1,5
100,2	99,5	100,1	99,15	99,6	100,2	100,2
5	7	1	3	16	16	46

кальная; 8 — дайка оливинового базальта, верхний мел, там же; 9, 10 — формация высокоглиноземистых базитов (кизинская): 9 — базальты, амгинский ареал, по [21]; 10 — андезиты, р. Плитнякова; 11, 12 — формация неоген-четвертичных базальтов: 11 — базальты оливин-душироксен-плаггиоклазовые р. Кабанья; 12 — то же, Южное Приморье, по [1].

андезиты образуют единый формационный ряд, в пределах которого от сеноман-туронских к даний-палеоценовым образованиям сокращаются площади распространения, возрастает объем субазеральных вулканитов и роль извержений центрального типа. На ранней, трахиандезитовой стадии вулканизм контролировался в основном продольными, соскладчатыми нарушениями, а в размещении более поздних андезитовых центров извержения главное значение приобретают меридиональные скрытые сквозные структуры и узлы их пересечения с нарушениями других направлений. В составе андезитовой формации наряду с преобладающими "стандартными" известково-щелочными андезитами и их сериями имеются богатые калием и субщелочные породы (трахиандезиты, монцонит- и граносиенит-порфиры), аналогичные породам предыдущей формации.

Породы трахиандезитовой формации образуют одномодальную серию, внутри которой разности, различающиеся содержанием кремнекислоты, связаны постепенными переходами. Для всех пород характерно порфировое сложение и преобладание во вкрапленниках плаггиоклаза. В андезито-базальтах это лабрадор 67 — андезин 47, с которым ассоциированы авгит, пижонит, гиперстен, апатит, титаномагнетит. Основная масса сложена мелкими кристалликами всех перечисленных минералов, к которым присоединяются щелочные шпаты и бурое вулканическое стекло. Богатые калием андезиты (трахиандезиты) — лейкократовые душироксен-роговообманковые породы, в которых цветные составляют 5–10% объема вкрапленни-

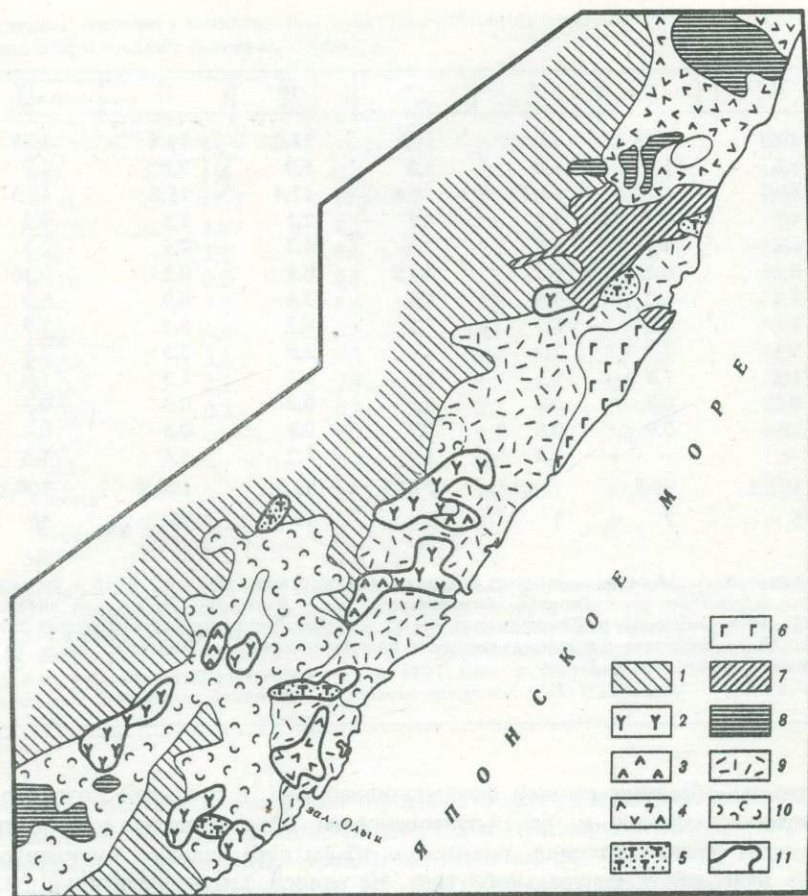


Рис. 1. Схема размещения главных типов мезо-кайнозойских вулканических формаций в Восточном Сихотэ-Алине

1 — осадочные и интрузивные комплексы, палеозой-мезозой; 2-8 — вулканические формации с преобладанием средних основных пород (комагматические интрузивы показаны вместе с вулканитами): 2 — лапит-трахиандезитовая, сеион, 3 — известково-щелочная андезитовая, даний, палеоцен, 4 — 2 и 3 — нерасчлененные, 5 — щелочная оливин-базальтовая, контрастная, палеоцен-эоцен, 6 — высокоглиноземистая дифференцированная (базальт-андезит-делленитовая), эоцен-миоцен, 7 — щелочная оливин-базальтовая, плиоцен-четвертичная (?), 8 — субщелочных оливиновых базальтов и толеитов, миоцен-плиоцен; 9, 10 — формации с преобладанием кислых пород: 9 — липарит-делленитовые, кали-натровые, верхний мел и палеоген, 10 — липарит-делленитовая и липаритовая, натрово-калиевая, того же возраста; 11 — границы главных полей распространения формаций 1-8

ков и представлены диопсид-авгитом, гиперстеном, бурой и зеленой роговой обманкой. В числе вкрапленников обычны апатит и титаномагнетит, по гиперстену развиваются биотиты и амфиболы. Основная масса часто полнокристаллическая микропоякилитовая, сложена лейстами плагиоклазов и пироксенов, сцементированных изометричными кварц-полевошпатовыми растанями.

Трахидациты (представленные, как правило, в субвулканической фации), также порфиновые, содержат кислый плагиоклаз, амфибол, диопсид-геденбергит, биотит, апатит, изредка калиевый полевой шпат в микропойкилитовой основной массе. Реже наблюдаются витрофиры с тем же набором вкрапленников. В некоторых блоках нижние трахиандезиты отсутствуют, а их место в основании разреза занимают кислые и субщелочные породы — трахилпариты (ортофиры) и трахиты.

Палеоценовые андезиты петрографически сходны с описанными выше и представлены лейкократовыми двупироксеновыми и двупироксенроговообманковыми порфировыми разностями с преобладанием во вкрапленниках плагиоклаза. От аналогичных по облику и содержанию  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$  пород предыдущей формации они отличаются более низкими концентрациями  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Sr}$  (табл.).

*Базальт-андезито-базальтовый формационный ряд.* Кайнозойские базальты, образующиеся на большей части пояса в палеоцене-эоцене, описываются под названием Кузнецовской формации (объединяющей отложения кузнецовской, суворовской, зайсановской свит, амгинской серии и др.). Формация характеризуется преобладанием оливиновых базальтов и присутствием контрастных липарит-базальтовых комплексов.

Наиболее широко породы этой формации распространены в тех блоках южного и северного Сихотэ-Алиня, где впоследствии активно проявился неогеновый базальтоидный вулканизм, в ареалах длительного накопления средне-основных вулканитов.

Кузнецовские оливиновые базальты тесно ассоциированы с предшествующими андезитами, трахиандезитами. В качестве примера отметим один из таких ареалов, амгинский [21], который протягивается от устьев рек Кемы и Соболевки к истокам р. Зевы. На этой площади разрез сложен горизонтами андезитовых, андезито-базальтовых и базальтовых лав и туфов, разделенными маломощными горизонтами и линзами тонкослоистых туфогенно-осадочных отложений с растительными остатками верхнемелового, палеогенового и неогенового возраста. По облику, составу, положению в разрезе, стратиграфическим данным и К-Аг определениям возраста на этой площади могут быть выделены представители формаций — андезитовой: кузнецовской базальтовой; кизинской высокоглиноземистой; неогеновой базальтовой. В разобщенных выходах идентификация отложений возможна по петро- и геохимическим признакам. В целом для толщи базитов характерно преобладание лав над пирокластами, обилие обожженных лав и лавоагломератов, пологое или первично-наклонное залегание, сохранность центров извержения, т.е. признаки субазрального отложения.

За пределами подобных депрессий кузнецовские базальты распространены незначительно, в форме небольших разобщенных покровов, скопленных даек и субвулканических тел, цепочек экструзивов. Размещение их контролируется несколькими линейными зонами, широтными и меридиональными. По составу кузнецовские базальты близки к оливиновым континентальным (см. таблицу).

Вслед за кузнецовскими базальтами (и ассоциированными с ними липаритами) в тех же вулкано-тектонических структурах происходит накопление гомодромной дифференцированной толщи андезито-базальтов и анде-

зитов (с подчиненными базальтами и дацитами). В основании толщи залегают туфогенно-осадочные и осадочные образования так называемой верхней угленосной толщи с эоцен-олигоценовыми и олигоцен-миоценовыми растительными остатками. Возраст вулканических пород по К-Аг данным 37–25 млн. лет. Большая часть этих образований отнесена к высокоглиноземистой Кизинской формации. Выходы кизинских базитов слагают прерывистую меридиональную полосу вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива, от устья р. Кемы (где они преобладают в упоминавшемся ранее Амгинском ареале) до устья р. Амура. Тектонический контроль высокоглиноземистой формации иной, чем у других формаций Сихотэ-Алиньского вулканического пояса. Ареал распространения кизинской формации протягивается параллельно меридиональному нарушению, прослеженному по дну Татарского пролива (и далее на юг, через Японию). Это нарушение представлено зоной комплексных линейных геофизических аномалий [7]. Зона характеризуется осевой изостатической аномалией дна Татарского пролива, свидетельствующей о разуплотнении в мантии. Поверхность Мохо занимает там приподнятое положение, граничные скорости вдоль нее понижены (до 7,5–6,7 км/сек), имеются полосовые магнитные аномалии и пояс мелкофокусной сейсмичности. Таким образом для зоны отмечается ряд признаков, характерных для рифта [7, 15], заложенного на континентальной коре.

На побережье, в направлении с юга на север (с приближением к оси этой зоны) увеличивается мощность кизинской толщи, достигая в Приамурье 1000 м, а пик накопления смещается в миоцен, как по споровопыльцевым, так и по К-Аг определениям (27–19 млн. лет) [3].

В южной части полосы выходов высокоглиноземистых базитов их мощность равна 200–300 м, строение разрезов, как и повсеместно, двучленное — низы сложены агломератовыми лавами, аглутинатами, шлаками, разделенными линзами туфопесчаников и туфоагломератов. Верхние, более мощные части разреза сложены пологолежащими лавовыми покровами со строением "поток на потоке" и скоплениями экструзивов среднего и умеренно-кислого состава.

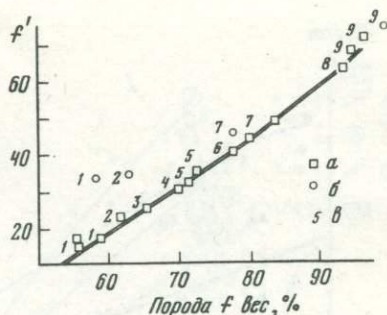
*Формация неоген-четвертичных базальтов* представлена слабодифференцированной базальт-андезито-базальтовой серией. Базальты заполняли пологие мульды с кольцевыми ограничениями, вытянутые приразломные грабены. Излияние базальтов происходило параллельно с накоплением континентальной полосы. Покровы лав подстилаются, переслаиваются или фашиально замещаются континентальными галечниками и песками.

В северо-восточной части вулканического пояса между кизинскими толщами и покровами плиоценовых-четвертичных (?) базальтов часто наблюдается стратиграфический перерыв и структурное несогласие. В Южном Приморье, вне пределов влияния зоны Татарского пролива, миоценовые вулканы представлены базальтами, не относящимися к высокоглиноземистым. Там они образуют единую формацию с вышележащими, плиоценовыми базальтами.

В базальт-андезито-базальтовом формационном ряду преобладают известково-щелочные серии, а породы близкие по кремнекислотности характеризуются близкими отношениями главных породообразующих окислов —  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  +  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CuO}$  (см. таблицу).

Рис. 2. Соотношения железистости пироксенов и пород в вулканитах Приморья

*a* — клинопироксены; *b* — ромбические пироксены; *в* — принадлежность к формациям: 1 — неоген-четвертичные базальты; 2 — кузнецовская оливин-базальтовая; 3 — высокоглиноземистая кизинская; 4, 5 — ранняя латит-трахиандезитовая; 6, 7 — палеоценовые андезиты; 8, 9 — делленит-липаритовый ряд



Базальты перечисленных формаций по содержанию суммарного железа и окиси кальция не могут быть отнесены к толеитам. По соотношениям  $K_2O + Na_2O/SiO_2$  большинство их попадает в группу щелочных базальтов. Благодаря общности главных петрохимических признаков одноименные породы кузнецовской, кизинской и неогеновой базальтовых формаций в общих чертах сходны между собой по петрографическому составу.

Среди базальтов преимущественно распространены порфировые оливин-двупироксеновые разности с 10–15% фенокристов. Во вкрапленниках плагиоклаз заметно преобладает над цветными минералами. Основная масса долеритовая, реже стекловатая. Более кислые дифференциаты связаны с базальтами постепенными переходами, преемственностью минералов во вкрапленниках.

Андезито-базальты представлены двупироксеновыми разностями с оливином или без него; андезиты двупироксеновые, часто с роговой обманкой; более кислые разности содержат во вкрапленниках гиперстен, роговую обманку, биотит и титаномагнетит. Среди липаритов, наиболее тесно ассоциированных с кузнецовскими и кизинскими базальтоидами, преобладают безкварцевые разности с анортоклазом во вкрапленниках.

Петрохимические отличия являются первично-магматическими, так как находят свое отражение в специфике состава минералов и в типах минеральных ассоциаций из одноименных, но разновозрастных пород. Рассмотрим в качестве примера клинопироксены. От ранних андезитовых и базальтовых серий к поздним железистость и доля кальция в клинопироксенах снижается в соответствии с изменением химического состава базитов во времени: падению щелочности, росту магнезиальности. Клинопироксены из донеогеновых базальтов и латитов характеризуются наибольшими содержаниями кальция, а их тренды в породах из латит-трахиандезитовой и оливино-базальтовой серий совпадают с трендами из эталонных щелочно-базальт-трахиандезитовых серий [20]. В высокоглиноземистых и в приближающихся к толеитам неоген-четвертичных базальтах тренды пироксенов отвечают таковым в эффузивах континентальных формаций (рис. 2).

Все разновозрастные базитовые формации Приморья четко индивидуализированы по соотношениям Ca и Rb, Rb и Sr (рис. 3). Породы трахиандезит-латитовой формации занимают обособленное положение, отличаясь наибольшими концентрациями Sr от всех остальных разностей с теми же содержаниями Ca и Rb. Они наиболее близки к латитовой серии из анде-

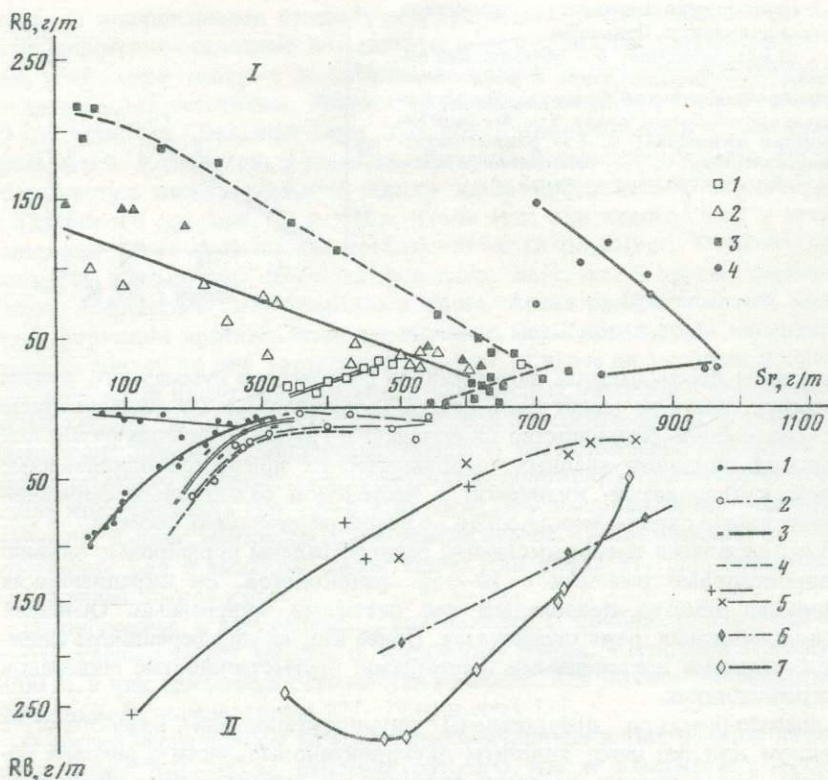


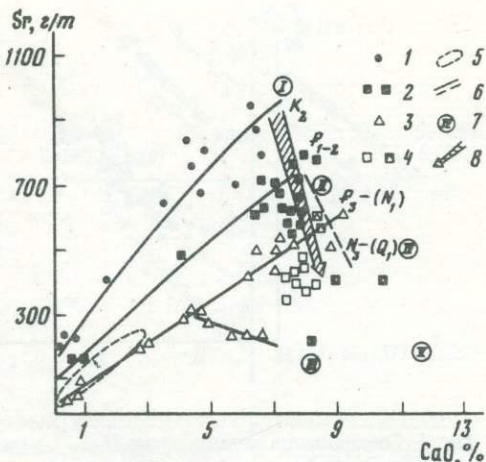
Рис. 3. Корреляция рубидия и стронция в мезо-кайнозойских вулканитах Приморья и сопоставление ее с вулканическими сериями из типовых геодинамических обстановок

I — Приморье: 1 — неогеновые и неоген-четвертичные базальты рек Кабанья и Светлая; 2 — высокоглиноземистые олигоценовые базальты, андезито-базальты и ассоциированные средние и кислые породы рек Плитнякова и Кузнецова; 3 — базальты эоценовые (кузнецовские) и ассоциированные кислые породы; 4 — ранняя латит-трахиандезитовая формация. II — вулканические серии, используемые для сравнения: 1 — неогеновые и четвертичные щелочные базальты Исландии [15]; 2 — современный известково-щелочной комплекс кальдеры Таласа [27]; 3 — типовые разновидности пород из вулканитов Камчатки [25]; 4 — вулканическая зона Таупо, Новая Гвинея [27]; 5 — андезиты береговых хребтов и андезиты андезито-формации Анд; 6 — латиты той же формации [30]; 7 — трахибазальт-трахилипаритовая серия Центрального Забайкалья [23]

зитовой формации Анд. Более молодые, кайнозойские андезиты и базальты дополняют антидромный ряд приморских средне-основных вулканитов. Среди них породы высокоглиноземистой кизинской формации, наиболее близкие к островодужным, тем не менее отличаются от последних более высокими концентрациями Rb, Sr, K. В базальтовом формационном ряду более ранняя, палеогеновая (кузнецовская) серия также заметно обособлена от неогеновой, являясь более щелочной. В то же время обе они отличаются от островодужных серий по содержаниям редких щелочей и стронция. Ближайшими аналогами некоторых из приморских базитов в этом отношении являются четвертичные лавы о-ва Алаид, характеризующегося

Рис. 4. Стронций и кальций в мезо-кайнозойских вулканических породах Приморья

Обозначения 1–4 см. на рис. 3, I; 5 – поле составов пород делленит-липаритового ряда; 6 – вариационные линии высокоглиноземистой формации; 7 – средние составы типовых базальтов: I – третичные, внутриконтинентальные, провинция Сан-Хуан [29]; II – шошонит, Новая Гвинея [27]; III – базальты архейских зеленокаменных поясов [26]; IV – базальты островодужной серии Таласа, современные [27]; V – толеиты островных дуг [27]; 8 – направление эволюции андезитовых и базальтовых формаций Приморья



мощной континентальной корой. По сравнению со средними типами толеитов, как континентальных, так и островодужных, базальты Приморья богаче щелочами и Rb, так что к толеитовой формации могут быть отнесены лишь некоторые покровы в Южно-Приморской зоне [1].

Известно, что концентрации Sr и корреляции их с Ca используются не только как показатель общей щелочности серий, но и тектонической обстановки их формирования [23, 30]. По этим данным и из приводимого сравнения с эталонными сериями породы трахиандезит-лагитовой формации отвечают обстановке с наибольшей мощностью коры, остальные же соответствуют условиям постепенного утонения коры. Та же тенденция в изменении тектонических условий вырисовывается и непосредственно из сравнения общей щелочности пород: формация континентальных оливиновых базальтов сменяется высокоглиноземистой, а затем также оливин-базальтовой, но уже более близкой к толеитам. Такие изменения связываются с уменьшением глубины зарождения магмы или ее отделения от материнского расплава в промежуточном очаге [14; рис. 1–5 и 1–6].

В целом весь ряд мезо-кайнозойских вулканических формаций Приморья по вещественным свойствам является промежуточным между андийским и островодужным, причем даже наиболее молодые, неоген-четвертичные базальты отличаются большими концентрациями калия, рубидия, стронция и меньшими кальция и железа от толеитов из зрелых островных дуг.

Важно подчеркнуть, что и в андезитовом и в базальтовом формационных рядах наблюдается отчетливая и направленная возрастная изменчивость, так что антидромная эволюция свойственна как формациям в целом, так и рядам одноименных, но разновозрастных пород (рис. 4–6).

Сравнение всех перечисленных вулканических образований, проведенное методом главных компонент – МГК – по [12], как между собой, так и с базитами типовых внутриконтинентальных и островодужных областей показало, что в целом приморские базальты отличаются от островодужных большей основностью и щелочностью, т.е. в первую очередь повышенными концентрациями магния, закисного железа, калия, стронция, рубидия,

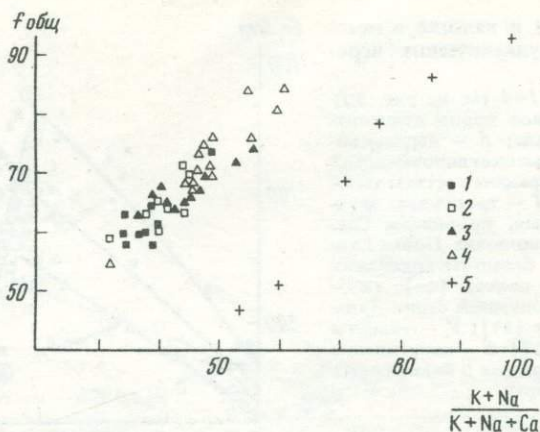


Рис. 5. Соотношения железистости ( $f_{общ}$ ) и щелочности в породах из разновозрастных вулканических формаций Приморья (по средним составам комплексов).

1 — базальты, неоген-четвертичные; 2 — базальты эоценовые (кузнецовская формация); 3 — высокоглиноземистые кизинские андезиты и андезито-базальты; 4 — прочие андезиты; 5 — трахиты, латиты, калиевые базальты, трахилипариты

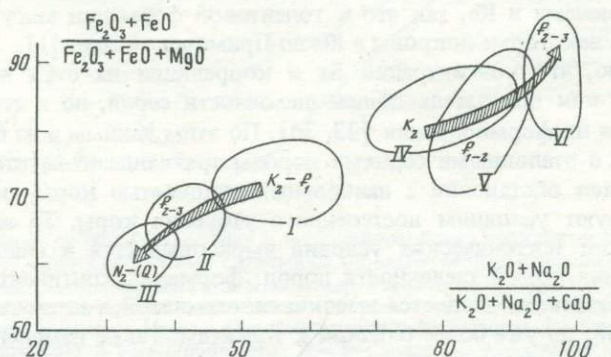


Рис. 6. Общие тренды корреляция железистости и щелочности в разновозрастных вулканических формациях Приморья

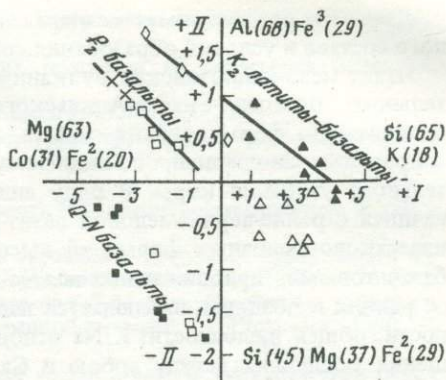
I-III — андезиты и базальты; IV-VI — деллениты и липариты

а от континентальных — большей степенью окисленности железа и повышенными концентрациями кремнезема.

С переходом от более древних базальтов к более молодым в них растут концентрации магния и закисного железа, снижается роль калия и окисного железа (рис. 7).

В свете рассматриваемой проблемы необходимо хотя бы в самом кратком виде охарактеризовать делленит-липаритовый ряд формаций. В южном и центральном Сихотэ-Алине породы этого ряда наиболее распространены и существенно доминируют над вулканитами андезитового и базальтового формационных рядов. Выходы кислых вулканитов занимают 30 тыс. км<sup>2</sup>, мощности толщи достигают 2-3 км. Вулкано-тектонические депрессии,

Рис. 7. Положение составов разновозрастных андезитов и базальтов Приморья в плоскости главных компонент



заполненные делленитами и липаритами и интродуцированные коагматичными гранитоидами, сливаясь, образуют протяженный ареал восточного вулканического пояса Сихотэ-Алиня, и лишь местами разобшены полями андезитов. Время формирования кислотой толщи сенон-палеоцен совпадает со временем накопления большин-

ства андезитовых и части базальтовых комплексов. Вулканисты делленит-липаритового ряда представлены бимодальной серией с максимумами содержания кремнекислоты 71–72 и 75–76%. Они образуют единый формационный ряд субазральных образований, в пределах которого, от ранних, сенонских к поздним даний-палеоценовым сокращаются площади выходов, возрастает относительное количество вулканогенно-осадочных фаций в разрезах, а в размещении вулканических центров усиливается роль поперечных к простиранию пояса широтных и северо-западных нарушений.

Общая петрохимическая эволюция делленит-липаритового формационного ряда гомодромна: в поздних возрастах содержатся содержания кремнезема, K/Na отношение, падают концентрации Ca и  $Al_2O_3$ .

Накопление мощной толщи кислых вулканитов не вызывает роста, утолщения гранитно-метаморфического слоя коры континентальной окраины. В системе орогенных сооружений пояс кислых вулканитов не совпадает с зонами горообразования, а занимает область пониженного рельефа. Западной границей этого пояса служит так называемый Прибрежный структурный шов [2, 9], который на всем своем протяжении выражен ступенью рельефа, высотой 400–450 м, отделяющей опущенные поля кислых вулканитов от приподнятой, водораздельной зоны хребта Сихотэ-Алинь [19].

Поле силы тяжести вдоль вулканического пояса представлено градиентной зоной [19, рис. 10] с повышенными градиентами силы тяжести, разделяющей области континентальной и "переходной" коры [2, 6, 10, 15], в то время как поясовый региональный минимум силы тяжести лежит западнее, вдоль сравнительно "амагматичной" водораздельной части хребта. Соответственно распределены мощности земной коры и ее гранитного слоя: максимальные в водораздельной части и минимальные (за счет сокращения "гранитной" части) в вулканическом поясе. Отмеченная специфика поясового глубинного строения является общей для всей системы вулканических поясов востока Азии, независимо от того, кислые или среднеосновные вулканиты преобладают в том или ином звене вулканического пояса. Корообразующий эффект известково-щелочного вулканизма, по-видимому, элиминирован более мощными глобальными процессами утонения и разрушения коры, ее "океанизации", как это предполагалось ранее [5].

Далее мы рассмотрим, как выражен этот процесс в эволюции вещественного состава и условий образования среднеосновных вулканитов.

Итак, мезо-кайнозойские вулканические формации окраинно-континентального Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса на всем протяжении формирования пояса характеризуются направленной, антидромной эволюцией, по-видимому, отражающей условия последовательного утонения коры. В ряду андезитовых и базальтовых формаций, начиная с ранне-верхнемеловой латит-трахиандезитовой, происходит смена известково-щелочных формаций высокоглиноземистыми и далее оливин-базальтовыми, приближающимися к толеитам. В одноименных породах, от ранних к поздним, наблюдается падение железистости, степени окисленности, общей щелочности,  $K/Na$  отношения, содержания  $Sr$  и  $Rb$ . Соотношения последних между собою и  $Ca$  являются промежуточными между андийскими латитами и толеитами островных дуг.

Кислые вулканиты, представленные делленит-липаритовым рядом формаций, значительно преобладают по объему на средних стадиях формирования пояса; однако поскольку ареалы их распространения характеризуются пониженным рельефом и минимальными мощностями коры в целом и гранитно-метаморфического слоя, накопление кислых вулканитов не нарушает общего процесса разрушения континентальной коры.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамова Е.Е.* Петрохимия и генезис неогеновых базальтов юга Приморья. — В кн.: Тр. палеовулканол. совещ. Хабаровск, 1979.
2. *Аргентов В.В., Осанов А.Б., Попов А.А.* Структура земной коры ЮЗ Приморья. — Тр. СахКНИИ, 1971, вып. 25, с. 71–78.
3. *Ахметьев М.А.* Неоген-четвертичные базальты восточного Сихотэ-Алиня. — В кн.: Петрология неоген-четвертичных базальтоидов. М.: Недра, 1971. 145 с.
4. *Баскина В.А.* Петрохимическая зональность вулканитов Приморья. — В кн.: Латеральные ряды магматических формаций. Свердловск: УНЦ, 1979, с. 84–94.
5. *Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 270 с.
6. Вопросы геологии и геофизики окраинных морей СЗ части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ, 1974. 260 с.
7. *Гайнов А.Г., Исаев Е.Н., Строев П.А.* и др. Изостазия и глубинная структура коры в зоне перехода от СВ части Азиатского материка к Тихому океану. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М.: Наука, 1972, с. 238.
8. Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района. М.: Наука, 1980. 250 с.
9. Геология СССР. Т. 32. М.: Недра, 1969. 660 с.
10. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М.: Наука, 1971. 286 с.
11. *Говоров И.Н.* Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 250 с.
12. *Голышко И.Н.* Применение метода главных компонент для оценки потенциальной рудоносности вулканических комплексов. — В кн.: Основы научного прогноза. Л.: ВСЕГЕИ, 1971, с. 63–74.
13. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976, с. 24–26, 158.
14. *Йодер Х., мл.* Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 237 с.
15. Исландия и срединно-океанический хребет. Геохимия. М.: Наука, 1978. 184 с.
16. *Косминская И.П., Зверев С.М.* Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны по данным ГСЗ. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 1, с. 20.
17. *Курчапов А.М.* Латеральная изменчивость вулканитов на примере Приморья. М.: Наука, 1978. 144 с.

18. *Мархинин Е.К.* Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука, 1967. 260 с.
19. Новые принципы металлогенических прогнозов на территории Приморья. М.: Наука, 1977. 204 с.
20. Пороодообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 450 с.
21. *Рыбалко В.И., Овечкин В.Н., Климов Р.С.* Строение и возраст кайнозойских базальтоидов (амгинская серия) в северо-восточном Приморье. — Сов. геология, 1980, с. 10.
22. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969. 262 с.
23. *Таусон Л.В.* и др. Изотопный состав стронция в эффузивах Центрального Забайкалья. — Ежегодник, 1975, Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1976, с. 178–182.
24. *Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Малахова Л.В.* и др. Стронций и рубидий в различных типах габбро-гранитных и гранитных серий. — Геохимия, 1980, 9, с. 1357–1371.
25. *Хедж К.Е., Горшков Г.С.* Изотопный состав стронция вулканических пород Камчатки. — ДАН СССР, 1977, т. 233, № 6, с. 1200–1203.
26. *Baragar W.R.A., Goodwin A.M.* Andesites and archaean volcanism of the Canadian Shield. — In: Proc. Andesite Conf., 1969, Oregon, US, p. 121–142.
27. *Carmichael I.S.E., Turner F.J., Verhoogen I.* Igneous petrology. Mc Graw-Hill, 1974. 739 p.
28. *Condie K.C.* Archaean magmatism and crustal thickening. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 9, p. 2981–2992.
29. *Doe B.R., Lipman P.W., Hedge C.E.* Radiogenic tracers and the source of continental andesites. — In: Proc. Andesite Conf., 1969, Oregon, US, p. 143–163.
30. *Pichler H., Zeil W.* Andesites of the Chilean Andes. — In: Proc. Andesite Conf., 1969, Oregon, US, p. 165–174.

УДК 552.3:551.73/76 (571.64)

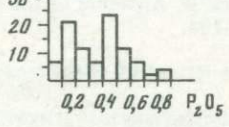
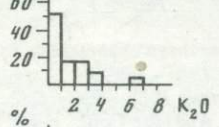
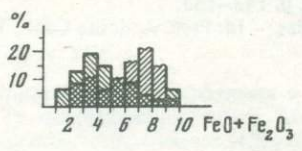
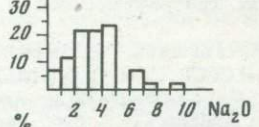
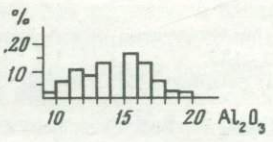
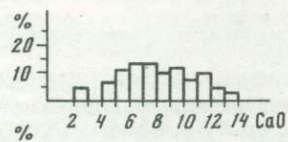
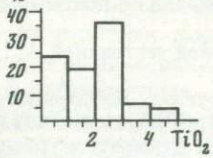
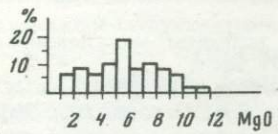
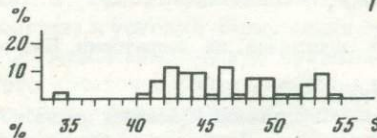
*Н.А. Соловьева, В.К. Гаврилов, В.М. Скворцов*

## АНАЛОГИ ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТОВ В ПАЛЕОЗОЙСКО-МЕЗОЗОЙСКИХ РАЗРЕЗАХ САХАЛИНА

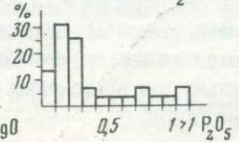
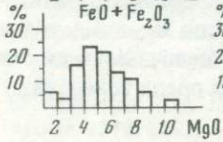
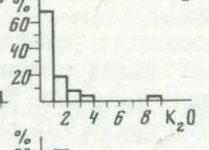
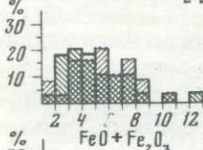
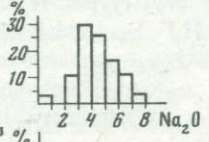
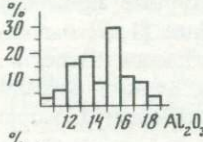
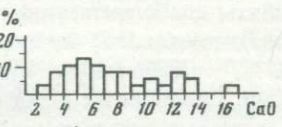
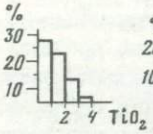
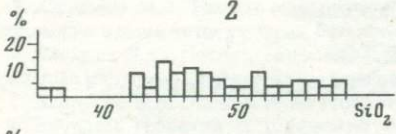
В восточных районах Сахалина развиты слабо метаморфизованные породы палеозойско-мезозойского (доверхнемелового) возраста, представленные мощной толщей (5000–6000 м) терригенных, вулканогенных, кремнистых и карбонатных образований. Своеобразие строения разрезов, особенности вещественного состава и структурно-текстурные признаки пород позволили авторам совместно с Н.Г. Бродской ранее [1, 3] высказать гипотезу о рифтовой природе палеозойско-мезозойского бассейна. Возникший в результате раздвижения континентальных блоков бассейн по своим особенностям соответствовал окраинному (краевому) морю с переходным типом строения земной коры.

При интерпретации палеоусловий образования и развития седиментационного бассейна существенную роль играет анализ вулканической деятельности в этот период, состав вулканических продуктов и характер их дифференциации. Вулканыты разреза представлены на 90% породами базальтового ряда — базальтами и базальтоидами, среди которых по химическому и минералогическому составу выделяются толеитовые и щелочные разновидности [3]. В последние годы появились данные для выделения среди толеитовых базальтов двух самостоятельных типов пород.

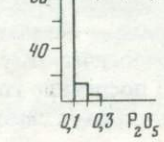
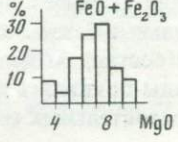
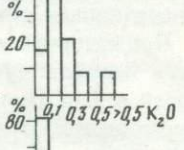
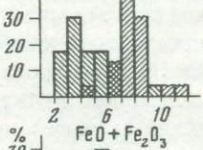
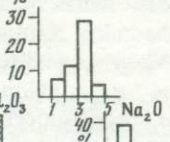
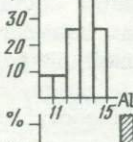
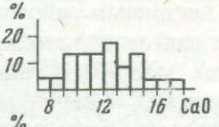
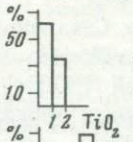
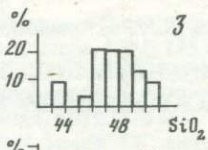
1



2



3



Толейтовые базальты первого типа пространственно обособлены в разрезе. Они слагают ряд крупных массивов в пределах Краснотымовского хребта (район горы Белой с прилегающими отрогами). Небольшие выходы этих пород встречаются иногда вместе с щелочнобазальтоидными породами. Базальты относятся к слабодифференцированным разностям. Для них характерны афировые, реже порфиоровые структуры, нередко вариолитовые и гиалопилитовые разности. Порфиоровые вкрапленники представлены обычно кальциевым плагиоклазом ( $An_{70-80}$ ), реже — моноклинным пироксеном типа диопсид-салита, авгит-салита. Отличительной особенностью химизма этих пород является пониженное содержание  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$  и  $K_2O$ ,  $Na_2O/K_2O$  в этих породах колеблется от 10 до 30, а  $Fe/Mg$  как правило, превышает 1, но редко достигает 2. Характерно высокое содержание  $CaO$ .

Толейтовые базальты второго типа постоянно встречаются вместе с известняками и яшмами, реже наблюдается их связь с литокластическими туфами, вулканомиктовыми песчаниками, аргиллитами и кремнистоглинистыми породами. Базальты слагают лавовые потоки мощностью до 50 м с характерной шаровой или подушечной отдельностью. Для этих пород характерно повышенное содержание  $Na_2O$ , бимодальный характер дифференциации, низкая глиноземистость и высокая железистость пород. Базальты часто миндалекаменные с порфировой или вариолитовой структурами. Вкрапленники представлены плагиоклазом ( $An_{30-50}$ ), обычно альбитизированным. Моноклинный пироксен (авгит, геденбергит) встречается среди вкрапленников, но чаще слагает микролиты в основной массе. Основная масса нередко хлоритизирована, по трещинам и миндалинам породы широко развиты кварц-альбитовый агрегат, хлорит.

Щелочные базальтоиды ассоциируют с глинисто-кремнистыми породами, аргиллитами и карбонатными породами. Основной формой залегания щелочно-базальтоидных разновидностей являются крупные протяженные тела, сложенные лавобрекчиями или лавовыми потоками. Последние (мощностью около 20–25 м) зафиксированы на побережье Анивского залива. Нижняя часть потоков сложена гиалокластитами, средняя — хорошо раскристаллизованными разновидностями, верхняя — подушечными лавами слабо раскристаллизованных пород. Широкое распространение имеют гиалокластиты. Как правило, они или облекают крупные линзы и глыбы базальтоидов, или сменяются вверх по разрезу массивными породами с глыбовой отдельностью.

Пространственно щелочно-базальтоидные породы часто встречаются с толейтами второго типа и, гораздо реже, с толейтами первого типа. Породы дифференцированы от ультраосновных разностей — пикритов и меймечитов до трахибазальтов, монзонитов и нефелиновых сиенитов. Последние часто слагают субвулканические тела среди пород разреза. Отличительной особенностью этих пород является высокое содержание  $K_2O$ ,  $P_2O_5$  и  $TiO_2$  при пониженном —  $SiO_2$ . По химическому и минерало-

Рис. 1. Гистограммы химических составов базальтовых пород

1 — р. Белая (толейты первого типа); 2 — р. Островка (толейты второго типа); 3 — руч. Утесный (щелочно-базальтовые породы)

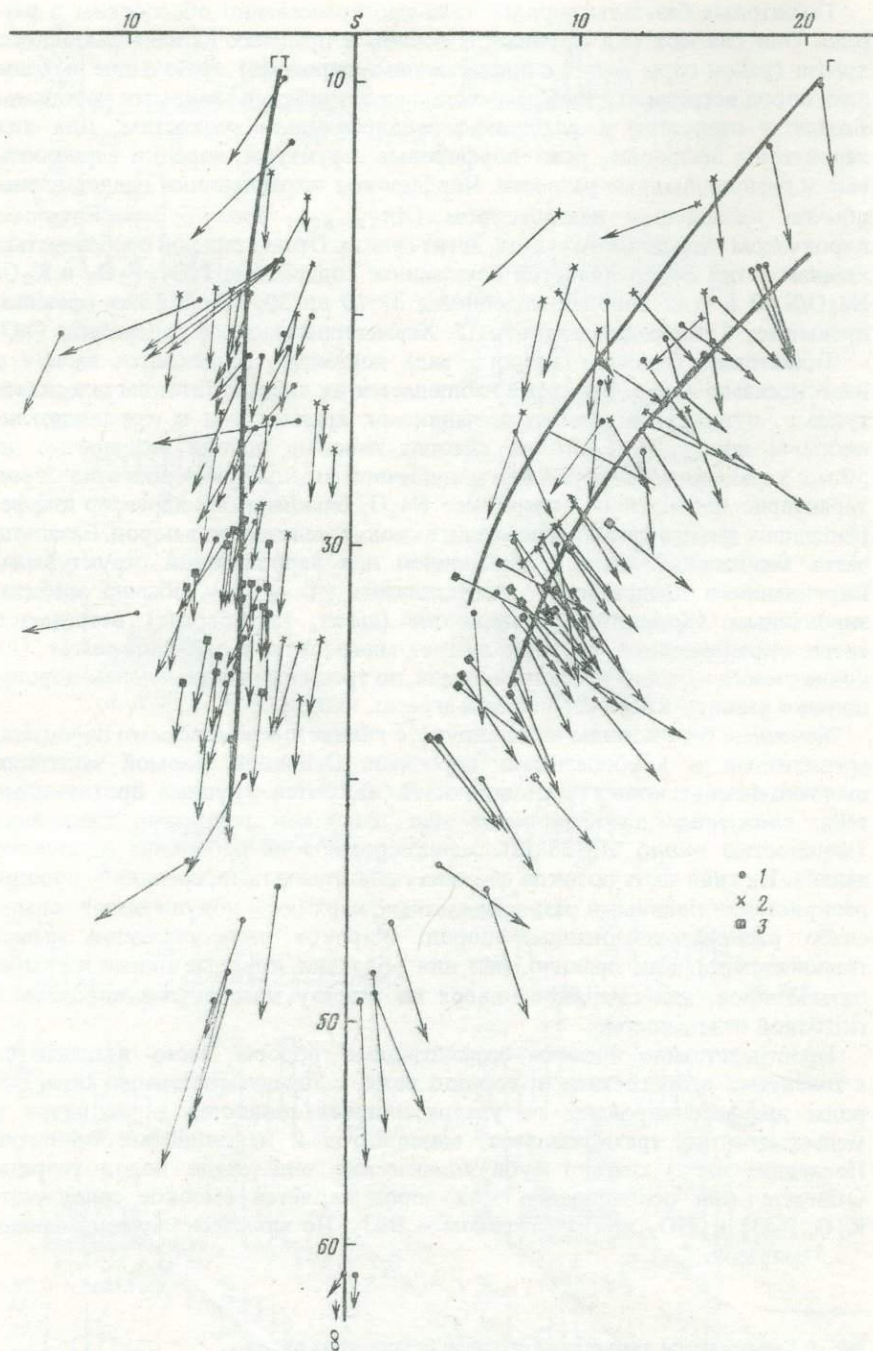


Рис. 2. Диаграмма А.Н. Заварицкого

1 — щелочные базальтоиды и их дифференциаты; 2 — толеиты второго типа (базальты и кератофиры); 3 — толеитовые базальты первого типа

гическому составу эти породы чрезвычайно разнообразны. Среди них выделяются как меланократовые, так и лейкократовые разности, отношение натрия к калию колеблется от 0,5 до 4. В отдельных разновидностях резко варьирует содержание  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $FeO$ . Среди щелочных базальтоидов встречаются как афировые, так и порфиоровые и полнокристаллические разности пород. Породообразующие минералы щелочных базальтоидов представлены моноклинными пироксенами авгитового, титанавгитового, эгирин-авгитового и салит-авгитового составов, зеленой роговой обманкой, керсутитом, натровыми, кальциевыми, калинатровыми и калиевыми полевыми шпатами, фельдшпатоидами. Обычны для этих пород сфен, рутил, ильменит, апатит. Встречаются в отдельных разновидностях мелилит, шпинель, гранат. Из вторичных минералов для этих пород характерен карбонат, хлорит, лейкоксен, встречается пренит.

На гистограммах (рис. 1), построенных по трем районам, в которых преимущественно развиты базальты разного типа, видны различия в химическом составе выделенных разновидностей пород.

Для сравнения всех трех типов базальтов построен ряд графиков. На диаграмме А.Н. Заварицкого (рис. 2) толеитовые базальты первого типа и щелочные базальтоиды тяготеют к вариационной кривой типа Таити, а толеиты второго типа и крайние дифференциаты щелочных базальтоидов (два образца нефелиновых сиенитов) располагаются левее на кривой гавайского типа.

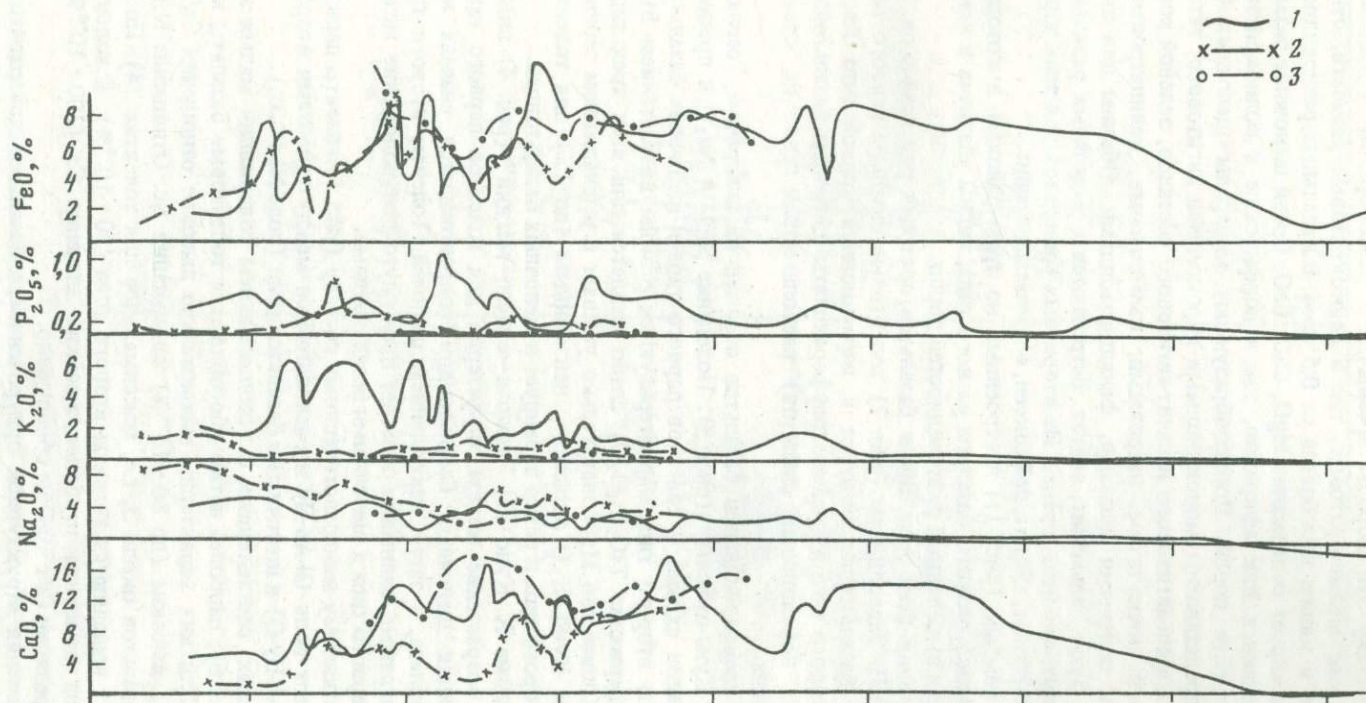
Характер дифференциации базальтов отражен на диаграмме "серийный индекс Куно-окислы" (рис. 3). Поведение  $SiO_2$  и  $Na_2O$  в процессе дифференциации сходно у толеитов первого типа и щелочных базальтоидов. Толеиты второго типа характеризуются резким возрастанием  $SiO_2$  и  $Na_2O$ . Содержание  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  слабо меняется для всех трех типов базальтов. Количество  $MgO$  значительно убывает с уменьшением серийного индекса Куно.  $K_2O$  остается неизменным (до 1%) для толеитов первого и второго типа и резко варьирует в щелочных базальтоидах.

На диаграмме Х. Куно [9] "щелочи—железо—магний" (рис. 4) видно, что резкое возрастание железа характерно для толеитов первого типа; дифференциация щелочных базальтоидов сопровождается сначала возрастанием железа, а затем накоплением щелочей. Толеиты второго типа на этой диаграмме занимают как бы промежуточное положение между толеитами первого типа и щелочными базальтоидами.

По нормативному минералогическому составу (рис. 5) толеиты первого типа занимают поле  $Ol-An-Hu$  и располагаются между толеитами второго типа (поле  $An-Hu-Q$ ) и щелочными базальтоидами (поле  $Ne-Ol-An$ ).

На графиках, составленных с использованием содержаний малых элементов (рис. 6), наиболее четко обособляются толеитовые базальты первого типа. Для них характерны максимально высокие отношения  $Cr/Ni$ ,  $Ni/Co$ ,  $K/Rb$ ; высокие (до  $80 \cdot 10^{-4}\%$ ) содержания  $Sc$ . Отношение  $Ni/Co$  для этих базальтов около 3, т.е. максимальное для толеитов [4]. По содержанию  $Cr$  выделяются толеиты второго типа ( $30 \cdot 10^{-4}\%$ ). В толеитах первого типа отмечены наиболее высокие значения  $Cr$  ( $300 \cdot 10^{-4}\%$ ). Четкой корреляции  $Cr$  с  $MgO$  не обнаружено.

Для выяснения структурной приуроченности базальтов доверхнемелового разреза Сахалина нами использованы петрохимические коэффициенты



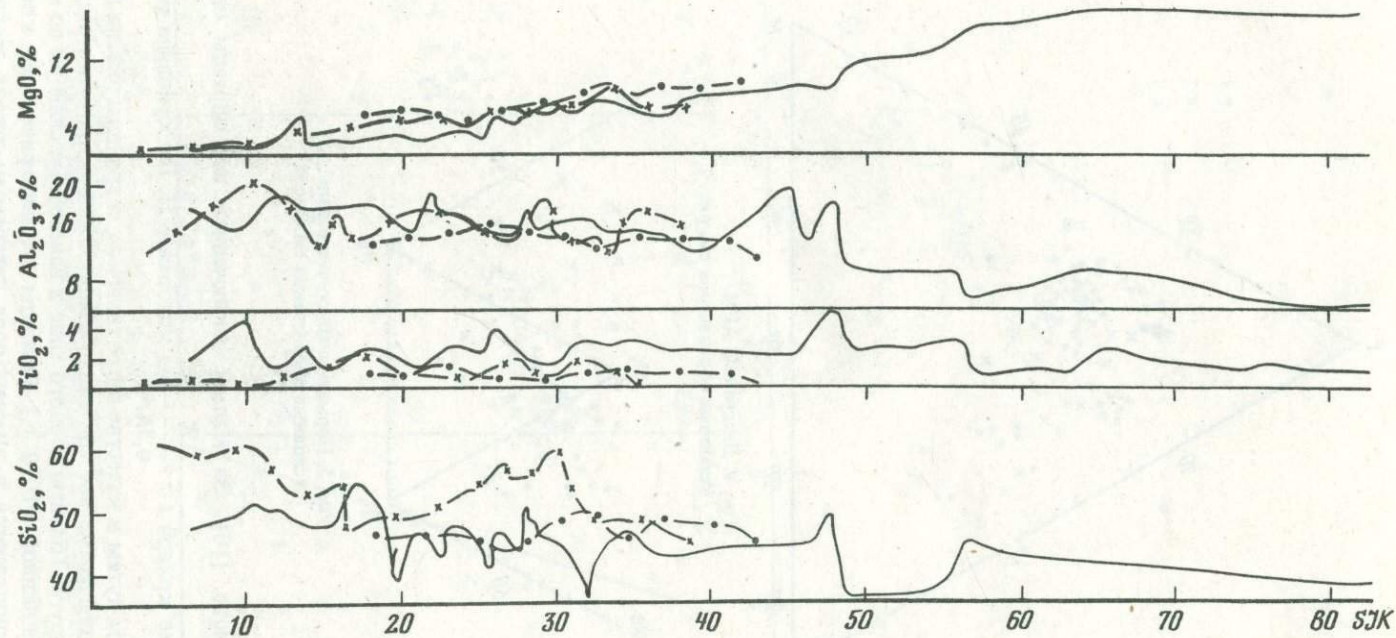


Рис. 3. Диаграмма Серийный индекс Куно -  $100 \text{ MgO}/\text{MgO} + e (\text{FeO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ -окислы  
 Линии дифференциации: 1 - щелочных базальтоидов; 2 - толеитов второго типа; 3 - толеитов первого типа

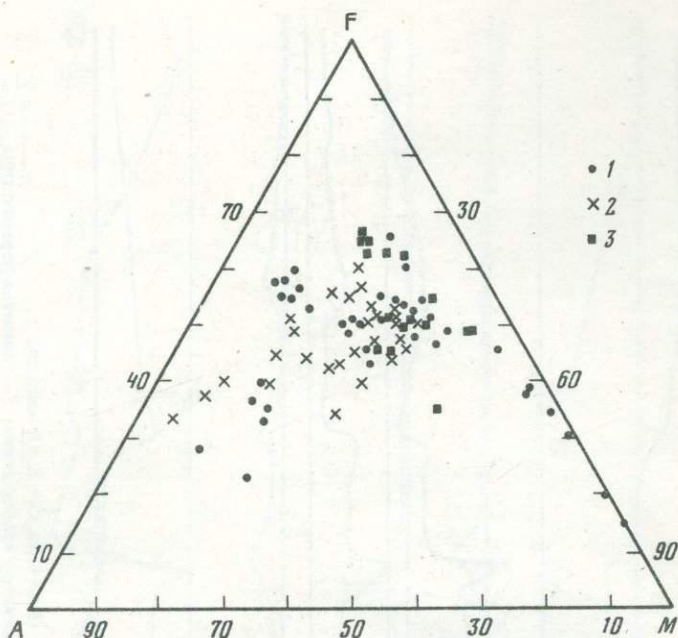


Рис. 4. Диаграмма AFM  
Условные обозначения см. рис. 2

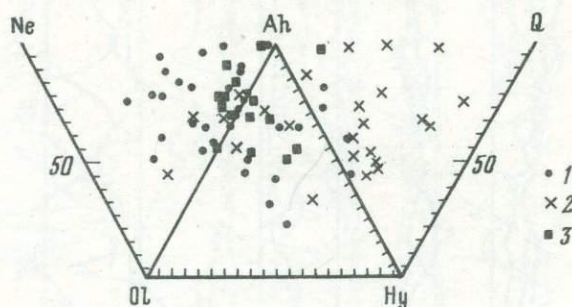


Рис. 5. Нормативный состав базальтов  
Условные обозначения см. рис. 2

Б.Н. Пискунова [10]. За малым исключением все образцы базальтов ложатся левее кривой  $t = \frac{K}{0,3K-1}$ , которая Б.Н. Пискуновым выведена эмпирическим путем в качестве петрохимической границы океана (рис. 7). На этой же диаграмме все три типа базальтов довольно четко разграничены друг от друга. Толеиты первого типа и нанесенные сюда же по материалам В.П. Шашкиной (1972 г.) базальты метаморфического комплекса Сахалина располагаются в нижнем поле диаграммы, около среднего (по

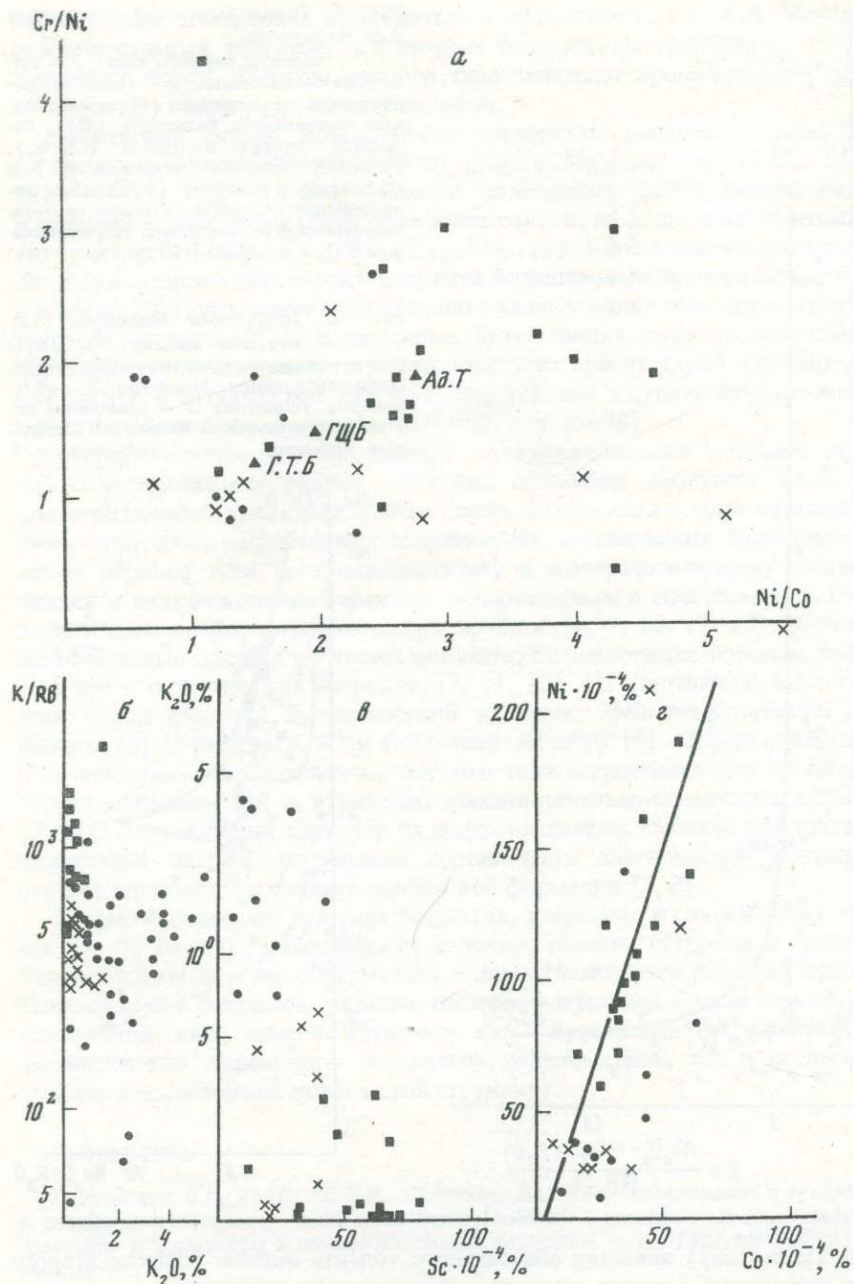


Рис. 6. Графики содержания малых элементов:  
 а -  $Cr/Ni = Ni/Co$ ; б -  $K/Rb = K_2O$ ; в -  $K_2O = Sc$ ; з -  $Ni = Co$

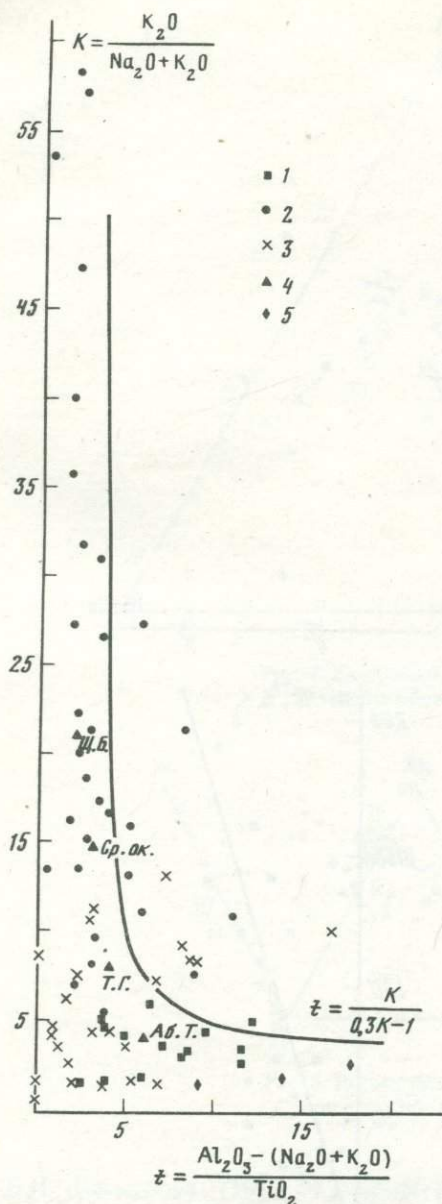
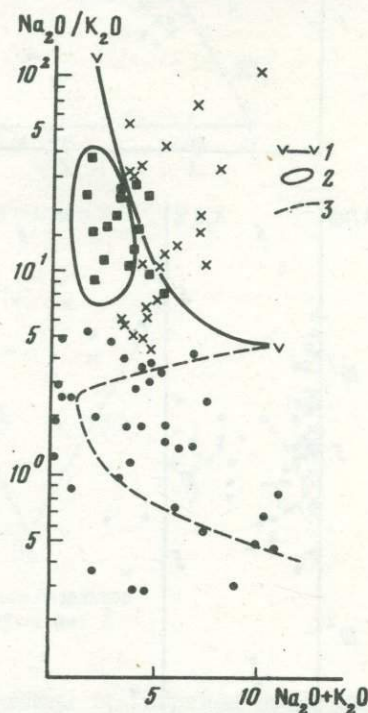


Рис. 7. Петрохимическая диаграмма Б.Н. Пискунова

1 — толеиты первого типа; 2 — щелочные базальтоиды; 3 — толеиты второго типа; 4 — средние составы щелочных оливиновых базальтов (ШБ), базальтов океана в целом (Ср.ок.), толеитов Гавайских островов (ТГ) и абиссальных толеитов (АбТ); 5 — палеозойские базальты Сахалина из метаморфического комплекса (по материалам В.П. Шашкиной, 1972)

Рис. 8. Диаграмма Миаширо [13]

1 — верхний предел  $Na_2O/K_2O$  для измененных вулканических пород. Поля, выделенные Миаширо: 2 — абиссальных толеитов; 3 — щелочные породы атлантических островов. Остальные условные обозначения см. рис. 2



Б.Н. Пискунову) значения абиссального толеита океана. Толеиты второго типа приурочены к точке среднего значения гавайского толеита, а щелочные базальтоиды характеризуются наиболее высоким значением  $K$  и группируются вокруг среднего значения щелочного базальтоида океана.

На диаграмме А. Миаширо [13] (рис. 8) часть толеитовых базальтов и их дифференциатов попадает за границу неизмененных пород. Толеиты

первого типа в основном помещаются в поле, оконтуренное А. Миаширо для абиссальных толеитов, а щелочные базальтоиды приурочены к полю щелочных пород. Толеиты второго типа занимают промежуточное положение между этими разностями базальтов.

Химический анализ моноклинных пироксенов выполнен только для толеитовых базальтов первого типа:  $[Ca_{8-9}, Mg_{9-10}, Fe_{2-3}, Al_1, Si_{19}]$  ( $2V=48-52$ ;  $cNg=51-54$ ). Высокие содержания CaO и низкие Fe, Al и щелочей в этих пироксенах позволяют отнести их к диопсид-салитам, авгит-салитам [8] ( $En_{43-50}, Wo_{41-44}, Es_{8-14}$ ). Пироксены из толеитовых базальтов второго типа характеризуются большими значениями  $2V$  (до  $80^\circ$ ) и  $cNg$  (до  $70^\circ$ ), что может быть связано с увеличением в их составе геденбергитовой молекулы [2]. В щелочных базальтоидах, судя по визуальным наблюдениям и замерам оптических констант, присутствуют как нормальные авгиты и титан-авгиты ( $2V=52$ ,  $cNg$  42), так и субкальциевые авгиты и авгиты, обогащенные магнием ( $2V=60$ ,  $cNg$  26-38).

Анализ всех имеющихся данных по вулканическим породам палеозойско-мезозойского разреза Сахалина позволяет выделить здесь три самостоятельные типа базальтовых пород и сопоставить их с вулканическими породами, развитыми в современных океанических бассейнах. Толеиты первого типа по геохимическому и минералогическому составам близки к низкокальциевым толеитам, обнаруженным в абиссальных районах океана и на срединно-океанических хребтах [4, 7, 10, 11, 13]. Щелочно-базальтоидные породы по своим показателям аналогичны породам рифтовых зон и океанических островов [7, 11, 12]. На континентах аналогами этих пород является вулканический комплекс Меймеча-Котуйской провинции [6] и рифтовой зоны Восточной Африки [5]. Породы, аналогичные описанным выше толеитам второго типа встречаются как на океанических островах, так и в разрезах геосинклинально-складчатых областей [7, 11]. Бимодальный характер их дифференциации, высокое для толеитов содержание натрия, альбитовый состав части плагиоклазов позволяют отнести эти породы к спилито-диабазовой формации [1, 3].

Таким образом, все три типа базальтов, известные в современных океанах [4, 7, 10-13] — абиссальные толеиты, толеиты островов и щелочно-базальтоидные породы обнаружены в доверхнемеловом разрезе Сахалина. Сонахождение базальтов разного состава в пределах одной структурно-фациальной зоны можно объяснить как процессами рифтогенеза при формировании окраинного (краевого) палеобассейна, так и неоднородным строением земной коры в этой структуре.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бродская Н.Г., Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Осадконакопление и вулканизм в позднепалеозойском — раннемезозойском бассейне Сахалина. — В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. — Тр. ГИН АН СССР, 1979, вып. 337.
2. Веселовская М.М. Химико-минералогическое исследование в области пироксенов диопсид-авгитового ряда. — Тр. ИГН. Сер. петрогр., 1950, вып. 86, № 39.
3. Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Мезозойские вулканические образования Южного Сахалина. — В кн.: Вулканизм Курило-Камчатского региона и острова Сахалин. — Тр. СахКНИИ, 1976, вып. 48.
4. Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геохимия вулканических пород рифтовых

зон Восточной Африки. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974, т. 3.

5. Герасимовский В.И., Поляков А.И., Дурасова Н.А. и др. Исландия и срединно-океанический хребет: Геохимия. М.: Наука, 1978.

6. Гоньшакова В.И., Егоров Л.С. Петрогеохимические особенности ультраосновных — щелочных пород Меймеча-Котуйской провинции. М.: Наука, 1968.

7. Добрецов Н.Л. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов. — Геология и геофизика, 1975, № 2.

8. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П. и др. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971.

9. Куно Х. Серии изверженных пород. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2.

10. Пискунов Б.Н. Петрохимическая граница Тихого океана. — ДАН СССР, 1977, т. 236, № 6.

11. Фролова Т.И., Рудник Г.Б. Толетовые базальты подвижных зон и континентов, океанов и вариации их состава в зависимости от структурной обстановки. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1972, № 5.

12. McDonald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas. — J. Petrol., 1964, vol. 5, N 1.

13. Miashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites. — J. Geol., 1975, vol. 83, N 2.

УДК 552.323 (265.4)

Ю.Б. Евланов

## МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ

Магматические породы, как показали многолетние морские исследования Тихоокеанского океанологического института, широко распространены в пределах подводных структур Японского моря. На многих участках материкового склона и подводных возвышенностей получены данные о широком распространении кайнозойских вулканических пород. В основании наиболее крупных морфоструктур развиты докайнозойские вулканогенные, интрузивные и метаморфические образования. Сопоставление имеющихся материалов по составу и возрасту магматических комплексов, выявление их положения в главных морфоструктурах морского дна имеет важное значение для корреляции эндогенных процессов в окраинных морях Тихого океана.

К настоящему времени в рейсах нис "Витязь", "Первенец", "Каллисто" и других при драгировании определено положение магматических комплексов на большинстве подводных возвышенностей Японского моря, проведено их петрографическое и петрохимическое изучение. Около 140 химических анализов вулканических пород и более 150 определений абсолютного возраста вулканических, интрузивных и метаморфических образований позволяют предложить предварительную формационную схему магматических комплексов дна Японского моря.

Для магматических пород, среди которых преобладают вулканогенные, установлен или предполагается геологический возраст от верхнего палеозоя до плиоцена. По определениям радиологического возраста К-Аг методом наиболее изученными являются магматические комплексы крупных подводных структур Японского моря, таких, как возвышенности Кита-

Ямато, Ямато (южный хребет), Богорова, "Витязя", Восточно-Корейская, отдельные подводные горы глубоководных впадин (Гэбасс, Кольцо, Мацу), а также структура о-ва Монерон и его подводный склон (рис. 1).

По имеющимся материалам предлагается выделить вулканогенные формации, характеризующие четыре возрастных интервала проявления интенсивного вулканизма в пределах акватории: верхний палеозой(?), верхний мел — палеоцен(?), эоцен—миоцен и миоцен—плиоцен. Гранитоидный магматизм в большей степени проявился в позднем мезозое.

Верхнепалеозойские (?) магматические породы установлены на подводном хребте Кита-Ямато и, по-видимому, имеют своих аналогов на возвышенности Кита-Оки [4, 3]. В юго-западной части хребта Кита-Ямато в интервале глубин 1000—1400 м обнаружены диабазовые порфириты, диабазы и габбро-диабазы, в меньшем объеме распространены литокристаллокластические туфы. Все породы претерпели зеленокаменное преобразование и несут признаки контактового воздействия со стороны распространенных здесь же гранитоидов. По всей вероятности, зеленокаменные породы слагают древнее складчатое основание возвышенностей и могут быть отнесены к габбро-диабазовой формации, сопоставляемой с аналогичными верхнепалеозойскими образованиями Японии и юга Дальнего Востока.

Верхнемеловые — палеоценовые(?) вулканические породы обнаружены на подводных возвышенностях Ямато, Кита-Оки, Медведева, на подводном склоне и в скважине о-ва Монерон. Они составляют комплексы различного состава. В осевой части Монеронского поднятия широко развиты туфы андезитового и андезито-базальтового составов, по которым сделано 8 определений абсолютного возраста от 59 до 118 млн. лет [16]. На подводном склоне одноименного острова в интервале 200—500 м были обнаружены амфиболитизированные диабазы с абсолютным возрастом 96 млн. лет [7].

В юго-восточной части хребта Ямато в 4-м рейсе нис "Каллисто" были подняты многочисленные обломки вулканитов среднего и кислого составов: андезитов, дацитов, кварцевых порфиров и кислых туфов. Этот комплекс залегает в основании хребта до глубины более 1000 м и на отдельных участках подводных склонов несет следы метаморфизма на контакте с прорывающими гранитоидами позднемелового возраста. Калий-аргоновые датировки вулканических пород имеют значения 54,0; 55,0; 57,0; и 68,5 млн. лет [9]. На возвышенности Кита-Оки обнаружен аналогичный комплекс пород, представленный фельзитами, фельзит-порфирами и туфами, прорванными гранитами [2].

В западной части котловины Хонсю В.Т. Съединим изучались вулканические породы небольшой подводной возвышенности Медведева. Комплекс включает пироксеновые базальты, андезиты, андезито-дациты, туфы кислого состава. Единичное определение абсолютного возраста базальтов в 70,5 млн. лет, вероятно, свидетельствует о появлении здесь среди преобладающих миоцен-плиоценовых вулканических пород более древних образований.

Верхнемеловые-палеоценовые(?) вулканические породы дна Японского моря изучены недостаточно, хотя неоднократно устанавливается их появление в комплексах основания подводных возвышенностей центральной части акватории с признаками контактового метаморфизма, ниже слабо измененных кайнозойских базальтоидов. Изучение рассмотренных

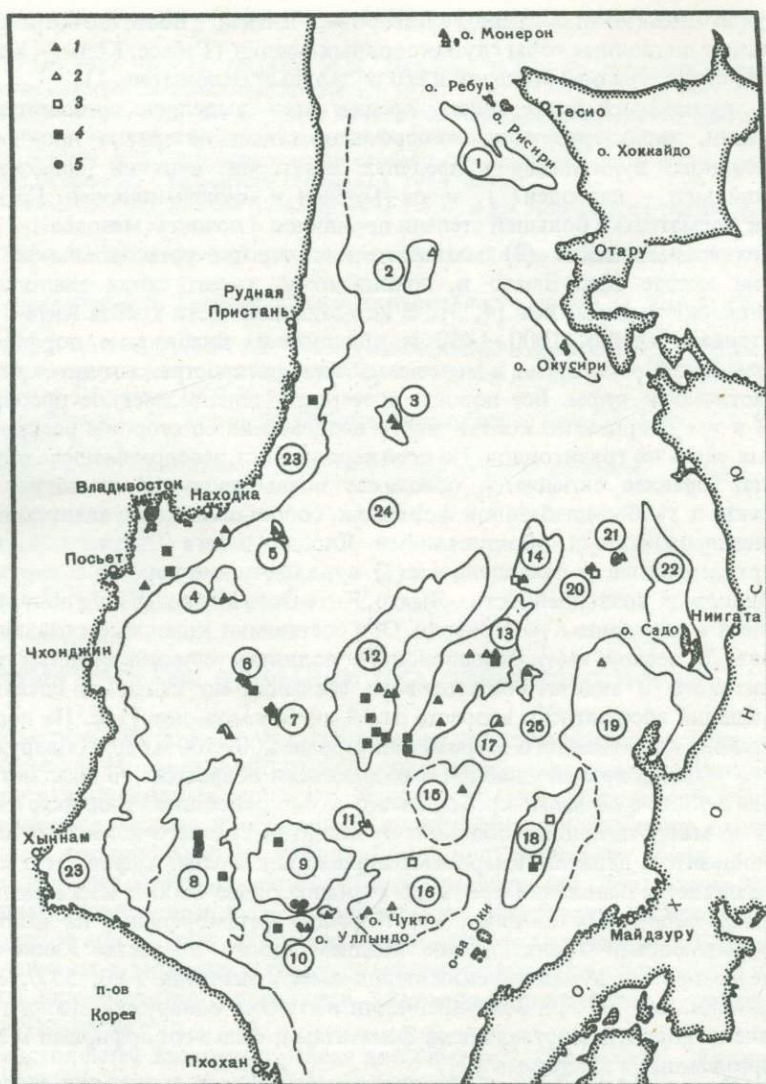


Рис. 1. Схема расположения станций с определениями абсолютного возраста пород на дне Японского моря

1 – базальты; 2 – андезиты; 3 – кислые вулканические породы; 4 – гранитоиды; 5 – гнейсы. Цифры в кружках – основные структуры дна Японского моря: 1–22 – подводные возвышенности: 1 – Мусаси; 2 – Витязя; 3 – Богорова; 4 – Первенца; 5 – Тарасова; 6 – Гэбасс; 7 – Кольцо; 8 – Восточно-Корейская; 9 – Кристофовича; 10 – Уллындю; 11 – Галагана; 12 – Кита-Ямато; 13 – Ямато; 14 – северо-восточного Ямато; 15 – Кита-Оки; 16 – Оки; 17 – Медведева; 18 – хр. Оки; 19 – Ното; 20 – Мейе-2; 21 – Мацу; 22 – хр. Садо; 23 – континентальный склон и шельф Приморья и Корея; 24 – центральная котловина; 25 – котловина Хонсю

вулканических комплексов и их возрастная корреляция предполагают появление в основании крупных морфоструктур дна Японского моря базальт-андезит-липаритовой формации.

Эоцен-миоценовые вулканогенные образования обнаружены в пределах морфоструктур с установленным более древним гранитно-метаморфическим основанием. (Кроме указанных выше структур Кита-Ямато, Ямато, Кита-Оки, Монеронского поднятия) сюда относятся возвышенности "Витязя", Богорова, северо-восточного Ямато и Уллындо. Развитые здесь вулканические породы представлены оливин-пироксеновыми базальтами, плагиобазальтами, андезитами, дацитами, лавобрекчиями и туфами кислого и среднего составов [3, 1, 13, 7, 5]. Эоцен-миоценовый возраст вулканогенных образований подтверждается 54 радиоизотопными датировками в пределах от 13 до 53 млн. лет. Преобладают значения от 20 до 35 млн. лет. Преимущественное развитие вулканических пород основного и среднего составов позволяет объединить их в андезит-базальтовую формацию.

Наибольшее распространение среди сравнительно небольших подводных возвышенностей и гор имеют миоцен-плиоценовые вулканогенные образования. С одной стороны, это возвышенности, расположенные вблизи шельфа Приморья ("Первенца", Тарасова) или бордерлендов Кореи и Японии (возвышенность Криштофовича, хребты Оки и Вакаса), а с другой — подводные горы, находящиеся внутри глубоководных котловин: Центральной, Япономорской, Хонсю и др. (Гэбасс, Кольцо, Мейе-2, Мацу, Галагана, Медведева, подводных склонов островов Уллындо и Чукто). Резко преобладающими в составе вулканических образований являются базальты оливин-пироксенового и плагиоклазового ряда, а также андезиты-базальты. Иногда с ними тесно ассоциируют долериты, андезиты и андезито-дациты с подчиненным количеством туфов [2, 8]. Видимо, самостоятельную петрологическую ассоциацию создают трахибазальты, трахиандезиты и трахиты, установленные в рейсах нис "Первенец" на подводном склоне о-ва Уллындо, а также в пределах возвышенностей Тарасова и Оки. Однако выделение щелочных пород в самостоятельную формацию пока не представляется целесообразным, поскольку объем и взаимоотношения их с распространенными здесь же другими вулканическими комплексами неизвестны. Пределы абсолютного возраста вулканических пород указанных комплексов от 3,5 до 24 млн. лет (27 определений). Среди них преобладают миоценовые датировки (20 определений). Миоцен-плиоценовые вулканические комплексы предлагается объединить в базальтовую формацию. Анализируя радиологические определения, можно заметить, что в пределах подводных структур Японского моря не наблюдается четкой возрастной границы миоцен-плиоценовой базальтовой формации с андезит-базальтовой формацией эоцен-миоцена. Возможно, они образуют одну формационную группу. Однако более молодая миоцен-плиоценовая формация распространена только на определенных морфоструктурах, где до настоящего времени не установлено значений абсолютного возраста древнее миоцена, что и послужило основанием для ее выделения.

Среди интрузивных ассоциаций пород, обнаруженных на дне Японского моря, наиболее изучены гранитоиды, слагающие интрузивнометаморфическое основание крупных морфоструктур (возвышенности Кита-Ямато,

Восточно-Корейская, Криштофовича, хребет Оки). В последние годы нами обнаружены гранитоиды в пределах возвышенности Гэбасс. Взаимоотношение интрузий с вулканогенными формациями изучено недостаточно, хотя состав пород хорошо известен по исследованиям Е.П. Леликова [12, 11]. В пределах возрастного интервала рассмотренных выше вулканогенных формаций предварительно можно выделить позднепалеозойскую гранитовую, раннемеловую диорит-гранодиоритовую (?) и позднемеловую гранитовую формации.

Позднепалеозойские граниты, имеющие абсолютный возраст 197–220 млн. лет, по-видимому, прорывает зеленокаменный вулканогенный комплекс верхнего палеозоя на хребте Кита-Ямато [3]. Породы раннемеловой диорит-гранодиоритовой формации, представленные диоритами, гранодиоритами и биотитовыми гранитами с абсолютным возрастом 102–110 млн. лет, установлены на возвышенностях Криштофовича и Гэбасс (110,5 млн. лет), а позднемеловые гранитоиды (67–68 млн. лет) изучены по образцам, поднятым в юго-восточной части хребта Ямато. Гранитоиды мелового возраста прорывают породы базальт-андезит-липаритовой формации.

Касаясь коротко вопроса о петрологических особенностях вулканогенных пород, составляющих выделенные формации, следует отметить, что, несмотря на разновозрастность проявления вулканических процессов, наблюдается определенная близость основных петрохимических характеристик. Она выражается в повышенной глиноземистости и щелочности пород с заметным преобладанием Na над K. На детальных петрохимических диаграммах намечаются некоторые отличия базальтоидов подводных структур по щелочности и другим модулям, отмечается близость к петрохимическим сериям аналогичных типов пород шельфов и примыкающих континентальных структур, могут быть выделены щелочная и трахибазальтовая ассоциации пород. Детальному петрохимическому анализу базальтоидов посвящена статья В.Т. Съедина. Поэтому рассмотрим кратко вопрос о более общих петрохимических особенностях базальтоидов вулканогенных формаций Японского моря.

Б.Н. Пискуновым [15] было показано, что одним из основных критериев разделения базальтоидов островных дуг и океанов является величина  $q$ , характеризующая избыток или недостаток кремнезема для образования наиболее насыщенных минералов. Расчет составов базальтоидов, предложенный Б.Н. Пискуновым, позволяет проследить петрохимическую зональность в распределении типов базальтов в направлении от океана через островную дугу в сторону континента. В нашем случае этим методом расчета сделана попытка учесть промежуточное звено между островной дугой и континентом, т.е. окраинное море (рис. 2). Расчеты показывают, что в настоящее время большинство подводных возвышенностей, сложенных вулканогенными образованиями вне зависимости от сложности строения земной коры, составляющей основание структур, не поддается четкой зональной классификации в петрологическом плане. Ранее другими исследователями было показано, что традиционное ожидание влияния пород основания длительно развивавшихся структур на состав последующих вулканических излияний не всегда подтверждается, например, изменениями в содержании щелочей [17].

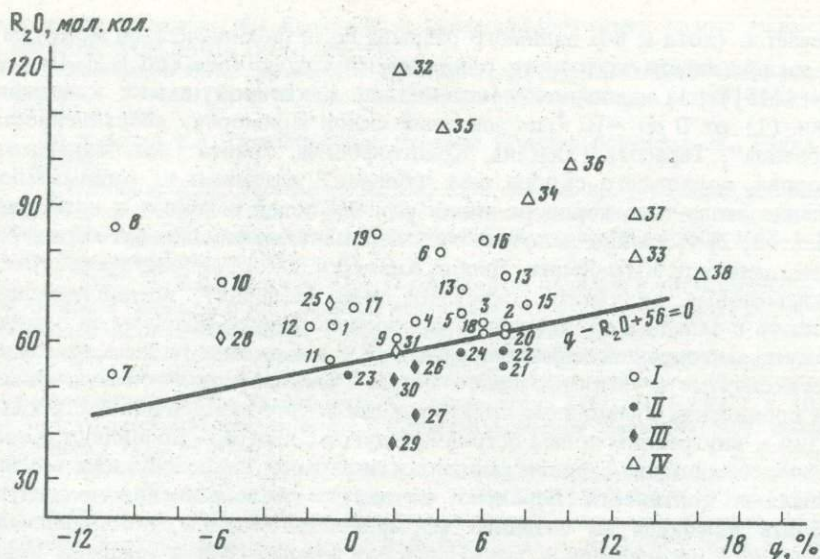


Рис. 2. Классификационная диаграмма базальтов и андезитов подводных структур Японского моря (построена по индексу классификации Б.Н. Пискунова [15])

*I. Базальты щелочного оливин-базальтового типа:* 1 – возвышенности Первенца (7); 2 – Тарасова (4); 3 – западной части Центральной котловины (3); 4 – Галагана (3); 5 – Криштофовича (3); 6 – к югу от Ямато (2); 7 – подводного склона о-ва Чукто (2); 8 – возвышенности Глебова (4); 9 – хребта Оки (3); 10 – возвышенности Оки (2); 11 – подводной горы Мейе-2 (1); 12 – Богорова (9); 13 – Кита-Ямато (10); 14 – Ямато (12); 15 – возвышенности Медведева (5); 16 – Кита-Оки (3); 17 – подводного склона о-ва Монерон (4); 18–20 – диабазы: 18 – подводного склона о-ва Монерон (4); 19 – верхнемеловые из скважин на о-ве Монерон (4); 20 – материкового склона Южного Приморья (9)

*II. Базальты толеитового типа:* 21 – возвышенности Гэбасс (2); 22 – возвышенности Кольцо (2); 23 – подводного склона о-ва Уллындо (2); 24 – к северо-востоку от Ямато (2)

*III. Основные породы других регионов:* 25 – базальты Приморья (9), по данным С.А. Шеки; 26 – базальты Курило-Камчатской андезитовой формации (62) [10]; 27 – базальты кайнозойской андезитовой формации Японии (129) [10]; 28 – щелочные базальты островов Тихого океана (47) [10]; 29 – толеиты океанов (110) [10]; 30 – четвертичные базальты Восточной Камчатки (51) [14]; 31 – базальты западной зоны Курило-Камчатских островов (2) [6]

*IV. Андезиты и трахиандезиты Японского моря:* 32 – возвышенности Тарасова (4); 33 – хр. Ното (2); 34 – подводной горы Мацу (3); 35 – подводной горы Мейе-2 (1); 36 – возвышенности Витязя (2); Кита-Ямато (14); 38 – Ямато (7)

В скобках дано количество анализов

В Японском море лишь иногда имеет место незначительное петрохимическое отличие вулканогенных комплексов, участвующих в построении крупных подводных возвышенностей с гранитно-метаморфическим слоем, от подводных гор, формировавшихся внутри глубоководных впадин. Базальтоиды небольших подводных структур, принадлежащих Центральной японской котловине или впадине Хонсю (Гэбасс, Кольцо, к северо-востоку от Ямато) по петрохимическим характеристикам близки четвертичным базальтам Восточной Камчатки, т.е. внешней зоне островных дуг (см. рис. 2). Если рассматривать остальные вулканогенные комплексы Японского моря в пределах подводных возвышенностей, то среди них

намечается (хотя и без видимого разрыва по петрохимическим модулям) две разновидности щелочного оливин-базальтового типа (по Б.Н. Пискунову, [15]): 1) щелочно-известковистая, в которой индекс классификации (1) от 0 до -10 (материковый склон Приморья; возвышенности "Первенца", Тарасова, Галагана, Криштофовича, хребта Оки, Медведева, Богорова, подводного склона о-ва Монерон) указывает на минимальное удаление этого типа пород от линии раздела полей толеитов и щелочных базальтов; 2) умеренно-щелочная с индексом классификации от -10 до -20 (возвышенности Кита-Ямато, Ямато, Кита-Оки, Оки, Глебова, хребет Ното, верхнемеловые вулканы скважины о-ва Монерон), предполагающая аналогию с западными (внутренними) зонами Курило-Камчатской островной дуги, отделяющей окраинное море от Тихого океана. Видимо, щелочно-известковистые и умеренно-щелочные разновидности оливин-базальтового типа проявлений вулканизма акватории Японского моря, с одной стороны, близки к внутренним зонам островных дуг, а с другой — проявляют петрохимическое родство с прилегающими к акватории кайнозойскими геосинклиналями континента. Вероятно, на данном этапе изученности следует обратить внимание на создание формационной основы, показывающей особенности распределения вулканических комплексов в пределах акваторий окраинных морей с учетом петрологических серий пород.

Предложенная корреляция магматических комплексов на основе формационного анализа выявляет существование крупных подводных морфоструктур в Японском море с длительной историей геологического развития от позднего палеозоя до плиоцена. В основании их обнаруживаются фрагменты "гранитно-метаморфического" слоя. Мелкие вулканические возвышенности глубоководных котловин возникли, видимо, позже на океанической коре. Существенного влияния пород основания длительно развивавшихся структур на состав последующих вулканических излияний не обнаружено.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Берсенева И.И., Берсенева Ю.И., Леликов Е.П. и др. Новые данные о геологическом строении дна Японского моря (по материалам 20-го рейса нис "Первенец"). — В кн.: Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ТОИ ДВНЦ, 1975, с. 3–14. (Тр. Тихоокеан. океанол. ин-та; Т. 7).
2. Берсенева И.И., Ващенкова Н.Г., Леликов Е.П. и др. Новые сведения о геологическом строении северной окраины Восточно-Китайского и Филиппинского морей и южной части Японского моря (информация о 25-м рейсе нис "Первенец"). — В кн.: Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1977, с. 25–28.
3. Васильев Б.И., Карп Б.Я., Строев П.А. и др. Строение подводной возвышенности Ямато по геофизическим данным. М.: Изд-во МГУ, 1975, с. 1–98.
4. Васильев Б.И., Маркевич П.В. О результатах драгирования на банке Ямато (Японское море). — ДАН СССР, 1973, т. 213, № 5, с. 1178–1180.
5. Васильковский Н.П., Безверхний В.Л., Деркачев А.Н. и др. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978, с. 170–209.
6. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967, с. 42–184.
7. Евланов Ю.Б., Коновалов Ю.И. О вулканических комплексах подводных структур северной части Японского моря. — В кн.: Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток: ТОИ ДВНЦ, 1978, с. 12–25.
8. Евланов Ю.Б., Коновалов Ю.И., Маркевич П.В. и др. Новые данные о строении подводных вулканических гор в пределах котловин Японского моря. — В кн.: Гео-

логическое строение дна Японского и Филиппинского морей (новые данные). Владивосток: ТОИ ДВНЦ, 1979, с. 37–43.

9. Коновалов Ю.И., Грачева А.А. Вулканические породы Южного Ямато (Японское море). – В кн.: Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток, 1978, с. 41–49.

10. Кутюлин В.А. Статистическое изучение химизма базальтов. М.: Наука, 1969, с. 43–78.

11. Леликов Е.П., Берсенева И.И., Берсенева Ю.И. и др. О находке раннепротерозойских метаморфических пород в юго-западной части Японского моря. – В кн.: Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ТОИ ДВНЦ, 1975, с. 15–19. (Тр. Тихоокеан. океанол. ин-та; Т. 7).

12. Леликов Е.П., Васильев Б.И. О гранитоидах подводной возвышенности Ямато (Японское море). – В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974, с. 43–51.

13. Леликов Е.П., Терехов Е.П. Вулканогенные породы подводной возвышенности Уллындо (Японское море). – В кн.: Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ТОИ ДВНЦ, 1977, с. 103–106.

14. Петрохимия кайнозойский Курило-Камчатской вулканической провинции. М.: Наука, 1966, с. 187–252.

15. Лискунов Б.Н. Типы высокоглиноземистых базальтоидов и их распределение в структуре Курильской островной дуги. – ДАН СССР, 1975, т. 220, № 5, с. 1172–1175.

16. Лискунов Б.Н., Хведчук И.И. Новые данные о составе и возрасте отложений острова Монерон (северная часть Японского моря). – ДАН СССР, 1976, т. 226, № 3, с. 647–650.

17. Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973, с. 160–171.

УДК 552.323

*В.Т. Съедин, Ю.И. Коновалов*

## **ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА ЯПОНСКОГО МОРЯ**

Изучение магматизма окраинных морей имеет важное значение для познания основных закономерностей формирования земной коры в зоне перехода от континента к океану. В этой связи особый интерес представляет Японское море как наиболее изученное в геолого-геофизическом отношении, в пределах которого развиты базальтоиды различных серий.

Изучение Японского моря имеет длительную историю. На первом этапе основное внимание уделялось геофизическим исследованиям, результатом которых явилось обнаружение двух типов земной коры в его впадине. С начала 70-х годов стало проводиться планомерное детальное изучение геологического строения его дна, в результате которого был собран богатый каменный материал практически со всей его акватории, в том числе и по вулканическим породам, результаты предварительной обработки которого и легли в основу настоящей работы.

В пределах Япономорской котловины четко выделяются два типа морфоструктурных элементов: глубоководные впадины и подводные возвышенности. Кора глубоководных впадин сходна с океанической корой, отличаясь от последней повышенной мощностью (10–15 км) и наличием в ее пределах промежуточного слоя мощностью до 2,6 км со скорой-

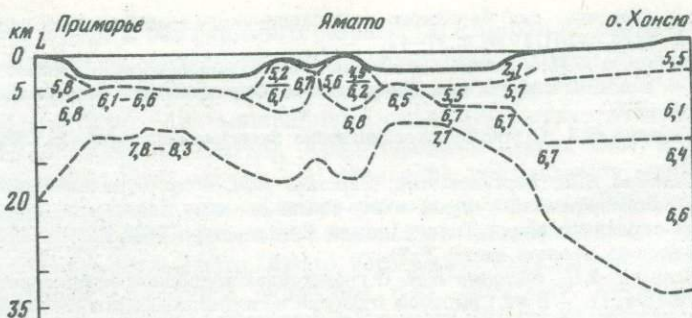


Рис. 1. Схематический разрез земной коры Японского моря, по геофизическим данным

стями прохождения волн 3,7–5,6 км/сек. Кора подводных возвышенностей сходна с корой континентального типа, и отличается от последней сокращенной мощностью гранитного слоя, который на возвышенности Ямато составляет порядка 6–8 км (рис. 1).

Базальтоидный вулканизм широко развит в пределах впадины Японского моря. Он проявился как на участках морского дна с корой континентального и "субконтинентального" типов (шельф, материковый склон и крупные возвышенности), так и в структурах глубоководных впадин, лишенных гранитного слоя. В первом случае базальтоиды слагают покровы и мелкие вулканические постройки, в последнем — подводные возвышенности и хребты более низкого порядка, вытянутые обычно в субмеридиональном направлении. Кроме этого, они принимают участие в геологическом строении островов Монерон, Оки, Ребун, Рисири и слагают острова Чукто и Уллындо, которые представляют собой вулканические постройки, выходящие на дневную поверхность (рис. 2).

В пределах дна Японского моря выделяются следующие группы морфоструктур, отличающиеся особенностями эффузивного магматизма (в основу морфоструктурного районирования положена схема Н.П. Васильковского и др. [1]).

1. Подводные возвышенности Прикорейского бордерленда, образованные индивидуальными или продолжающимися с Корейского полуострова структурами континентальной коры преимущественно докембрийской стабилизации. Базальтоиды, как правило, залегают здесь в виде покровов или слагают одиночные вулканические постройки на выровненных участках возвышенностей. По петрографическим характеристикам, химическому составу (см. таблицу) и времени образования они могут быть сопоставлены с щелочными базальтоидами Корейского полуострова, образование которых является результатом кайнозойской активизации платформенного вулканизма в пределах его докембрийских структур.

2. Материковый склон и шельф северо-восточной Кореи и Приморья, цоколь которых сложен континентальной корой, образованной палеозойскими и мезозойскими структурами, распространяющимися со стороны материкового обрамления. Здесь базальтоиды залегают в виде покровов, образцы их были подняты на участке от мыса Гамова до залива

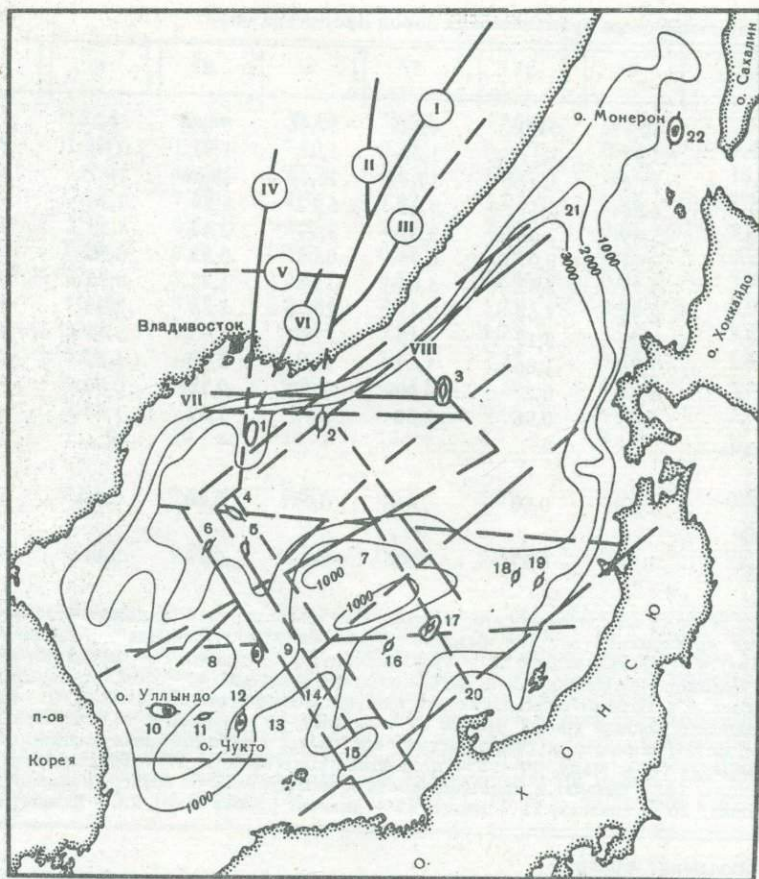


Рис. 2. Схема распространения базальтоидов, структурных швов и разрывных нарушений на территории Японского моря [10]

Структурные швы и разрывные нарушения: I – Центрально-Сихотэ-Алинский; II – Меридиональный; III – Прибрежный; IV – Илистый; V – Восточно-Приморский

Места отбора базальтоидов с возвышенностей: 1 – Первенца; 2 – Дальневосточного научного центра; 3 – Богорова; 4 – Гэбасс; 5 – Кольцо; 6 – безымянная возвышенность; 7 – Ямато; 8 – Криштофовича; 11 – Глебова; 13 – Оки; 14 – Пржевальского; 16 – Медведева; 17 – безымянная возвышенность; 21 – Витязя; с хребтов: 9 – Галагана; 15 – Оки; 20 – Ното; с островов: Ульяндю; 12 – Чукто; 22 – Монерон; с гор: 18 – Мейе-2; 19 – Мацу

Владимира. Стратиграфическое положение, многочисленные определения абсолютного возраста и их сходство с базальтами Приморья свидетельствуют об их многоэтапном образовании. Средний химический состав указывает на их близость с толеитами Приморья (см. таблицу), это же подтверждают данные спектрального анализа.

3. Небольшие подводные возвышенности, тесно прилегающие к континентальному склону южного Приморья, фундаментом которых являются, скорее всего, обособленные блоки коры континентального типа –

Химический состав вулканических пород Японского моря

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	50,77	54,05	49,29	50,48	54,88	59,14	51,23
TiO <sub>2</sub>	7,71	1,17	1,58	1,83	1,31	0,94	1,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,48	19,74	17,79	16,90	16,75	16,28	17,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,84	6,12	5,34	6,17	6,19	5,36	6,56
FeO	5,09	2,05	3,07	3,57	2,42	1,53	2,00
MnO	0,11	0,07	0,76	0,09	0,33	0,08	0,11
MgO	3,75	2,82	5,06	2,78	1,21	0,58	3,67
CaO	8,96	7,68	9,19	10,16	5,58	3,38	9,23
Na <sub>2</sub> O	3,32	3,17	3,19	2,92	4,95	5,61	2,82
K <sub>2</sub> O	1,15	1,86	1,02	1,64	3,90	5,23	2,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,27	0,40	0,39	0,19	0,02	—
П.п.п.	2,35	0,96	2,80	2,46	1,62	1,47	—
Число анализов	12	4	7	4	4	4	2
Fe	0,58	0,60	0,46	0,65	0,80	0,86	0,55
Fe + Mg							
K + Na	0,38	0,27	0,36	0,39	0,73	0,91	0,40
Al							

Примечание. Приморский шельф: 1 — базальт; 2 — андезито-базальт. Приморские возвышенности: 3 — базальт возвышенности "Первенца". Возвышенность Тарасова: 4 — трахибазальты, 5 — трахиандезит, 6 — трахит, 7 — базальт возвышенности Боговорова. Центральная глубоководная впадина: 8 — базальт возвышенности Гэбасс, 9 — базальт возвышенности Кольцо. Возвышенность Ямато: 10 — базальт, 11 — андезит. Южный хребет Ямато: 12 — базальт, 13 — андезит; 14 — липарит, 15 — базальт возвышенности к северо-востоку от Ямато. Глубоководная впадина Хонсю: 16 — андезит горы Мауу. 17—18 — подводная гора Мейе-2: 17 — трахиандезит, 18 — трахидацит, 19 — базальт с возвышенности к юго-востоку от Ямато. Возвышенность Медведева: 20 — базальт, 21 — дацит, 22 — андезит хребта Ното, 23 — базальт хребта

Продолжение таблицы

Окислы	16	17	18	19	20	21	22
SiO <sub>2</sub>	60,00	56,00	64,34	51,40	52,20	65,04	57,19
TiO <sub>2</sub>	0,74	1,05	0,25	0,94	1,35	0,5	1,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,24	18,03	18,03	17,79	17,80	14,77	18,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,00	4,12	1,26	4,30	5,79	3,80	4,19
FeO	2,81	2,84	0,71	4,19	4,74	2,78	3,24
MnO	0,11	0,13	0,07	0,11	0,12	0,08	0,08
MgO	1,07	1,83	0,58	5,14	2,95	0,46	1,36
CaO	4,59	5,38	0,83	10,30	7,37	2,63	5,96
Na <sub>2</sub> O	4,75	4,90	7,26	2,72	3,53	4,92	3,84
K <sub>2</sub> O	2,67	2,67	5,80	1,26	1,17	3,13	1,79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,31	0,31	—	0,31	0,43	0,10	—
П.п.п.	2,32	2,87	—	2,00	2,24	1,61	—
Число анализов	1	1	1	1	5	7	2
Fe	0,75	0,67	0,64	0,47	0,65	0,88	0,74
Fe + Mg							
Na + K	0,59	0,60	1,01	0,385	0,39	0,77	0,43
Al							

8	9	10	11	12	13	14	15
49,18	49,50	50,63	58,68	52,60	57,59	68,37	52,22
1,79	1,47	1,30	1,11	0,95	0,76	0,40	1,47
19,05	17,98	19,31	17,22	16,71	16,98	14,72	16,51
6,50	7,22	7,19	4,56	7,47	5,01	1,86	5,22
2,63	2,34	2,99	2,54	2,09	2,39	3,06	3,55
0,11	0,09	0,10	0,21	0,16	0,09	0,15	0,21
3,59	2,53	3,31	2,33	4,50	2,59	0,91	3,98
10,56	10,45	8,33	5,49	7,91	5,21	2,02	8,97
3,00	3,00	3,77	4,26	3,24	3,22	3,76	3,00
0,80	1,20	1,01	1,86	2,17	2,27	3,14	1,64
0,55	0,40	0,20	0,17	0,35	0,30	0,24	0,40
2,69	3,21	—	—	—	—	—	2,88
1	1	10	14	12	7	9	1
0,57	0,66	0,62	0,62	0,52	0,59	0,75	0,54
0,30	0,34	0,38	0,52	0,46	0,45	0,65	0,40

Оки. Возвышенность Оки: 24 — базальт, 25 — трахит, 26 — базальт возвышенности Пржевальского, 27 — базальт подводного склона о-ва Уллындо, 28 — базальт подводного склона о-ва Чукто, 29 — базальт возвышенности Глебова, 30 — базальт возвышенности Криштофовича, 31 — базальт возвышенности Галагано. Возвышенность "Витязя": 32 — андезит, 33 — дацит. Подводный склон о-ва Монерон: 34 — базальт, 35 — андезит. О-в Монерон: 36 — базальт [2], 37 — базальты андезитовой формации Курило-Камчатского региона [5], 38 — базальты о-ва Алайд, 39—47 — базальты Приморья, 48, 49 — базальты восточной и западной Японии [11], 50, 51 — базальты магнетиальной и железистой серии рифтовых зон Атлантического и Индийского океанов [4]; 7, 22, 27, 28 — по данным [8]; 23, 32—35 [1], 39—47 — по данным С.А. Щеки.

23	24	25	26	27	28	29	30
49,42	44,74	60,66	51,32	43,42	44,42	44,74	48,84
1,68	3,47	0,74	1,78	2,96	2,01	3,38	1,41
17,66	17,12	16,64	17,53	17,92	14,00	18,06	20,10
5,55	4,92	4,57	6,89	5,00	3,76	4,18	8,55
3,48	5,02	1,58	3,02	5,72	7,44	7,08	2,44
0,12	0,15	0,16	0,07	0,15	0,17	0,18	0,16
4,44	5,40	0,80	2,96	4,06	11,09	5,16	2,84
11,28	9,80	1,31	6,34	9,38	10,49	9,00	8,94
3,46	3,02	5,30	4,00	3,25	2,72	3,23	3,45
0,54	3,36	6,60	1,74	2,39	0,80	3,05	1,07
0,59	0,55	0,06	0,61	—	—	0,29	0,41
—	2,17	1,48	2,14	—	—	1,58	—
3	2	1	3	2	2	4	3
0,52	0,49	0,80	0,61	0,57	0,35	0,54	0,67
0,35	0,43	0,95	0,48	0,44	0,39	0,48	0,34

Продолжение таблицы

Окислы	31	32	33	34	35	36	37
SiO <sub>2</sub>	48,80	58,72	69,36	48,51	58,32	50,02	51,28
TiO <sub>2</sub>	1,69	0,76	0,46	0,76	0,59	0,71	0,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,42	19,02	13,31	17,57	17,73	18,57	17,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,80	3,41	3,53	5,06	2,97	3,61	4,15
FeO	2,63	2,14	1,50	4,38	3,42	4,85	5,50
MnO	0,29	0,15	0,01	0,16	0,14	0,11	0,18
MgO	5,35	1,25	1,04	6,18	3,64	4,63	5,77
CaO	8,72	5,21	1,94	6,47	5,90	9,98	9,49
Na <sub>2</sub> O	2,96	4,08	2,83	3,38	4,50	3,34	2,68
K <sub>2</sub> O	1,63	3,23	3,31	1,20	1,37	0,65	1,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	0,26	0,27	0,30	0,17	0,16	—
П.п.п.	2,77	—	—	—	1,00	—	—
Число анализов	3	2	7	4	1	7	62
$\frac{Fe}{Al}$	0,48	0,70	0,72	0,45	0,48	0,55	0,47
$\frac{Fe + Mg}{Al}$							
$\frac{Na + K}{Al}$	0,36	0,54	0,61	0,39	0,50	0,33	0,32

Окончание таблицы

Окислы	46	47	48	49	50	51
SiO <sub>2</sub>	46,31	46,86	50,80	52,35	49,93	49,69
TiO <sub>2</sub>	2,13	2,39	0,97	1,71	1,12	1,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,00	15,81	18,07	17,67	16,43	14,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,29	4,51	3,25	3,17	2,35	2,63
FeO	6,42	6,87	6,70	3,75	7,12	8,74
MnO	0,21	0,21	0,17	0,18	0,16	0,18
MgO	8,94	7,66	5,25	3,16	8,23	7,51
CaO	6,83	7,33	10,07	7,61	11,80	10,86
Na <sub>2</sub> O	3,81	4,87	2,34	4,24	2,45	2,17
K <sub>2</sub> O	2,57	3,22	0,52	2,54	0,16	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	0,48	0,11	0,15
П.п.п.	2,24	0,28	—	—	0,56	0,91
Число анализов	—	—	97	14	134	33
$\frac{Fe}{Al}$	0,41	0,44	0,51	0,54	0,36	0,44
$\frac{Fe + Mg}{Al}$						
$\frac{Na + K}{Al}$	0,61	0,72	0,24	0,55	0,27	0,31

38	39	40	41	42	43	44	45
48,94	53,71	50,27	54,05	47,41	49,15	51,77	47,40
0,70	1,61	1,74	1,93	1,86	2,27	1,67	2,90
19,08	15,22	14,06	14,50	13,32	15,39	14,92	14,93
3,92	4,50	4,17	3,42	6,38	3,75	3,19	6,32
5,05	6,17	6,92	6,77	5,35	7,60	7,32	5,48
0,18	0,15	0,16	0,12	0,15	0,13	0,16	0,23
6,04	5,81	7,42	6,42	8,79	6,80	7,02	7,61
9,40	7,70	8,40	7,59	8,42	8,85	8,02	7,12
3,16	2,81	2,65	3,05	2,28	3,46	3,38	2,78
1,94	0,65	1,03	1,05	1,40	1,36	1,30	1,93
—	0,19	—	0,16	0,77	0,35	0,22	0,84
—	1,84	1,85	0,87	2,52	1,13	0,80	3,16
17	—						
0,44	0,49	0,45	0,46	0,41	0,47	0,45	0,45
0,38	0,34	0,40	0,43	0,40	0,46	0,47	0,45

возвышенности "Первенца" и Тарасова. Эти возвышенности находятся в зоне пересечения продолжающихся с Приморья тектонических зон с Южно-Приморским и Восточно-Приморским структурными швами, которые ограничивают континентальный склон Приморья. Этот факт, по-видимому, и обусловил щелочной характер продуктов вулканизма для Приморских возвышенностей (поднятые здесь вулканиты изменяются от трахибазальтов до трахитов, (см. таблицу). Учитывая определение абсолютного возраста (11,5; 15,5; 16,0 млн.лет) и то, что базальтоиды возвышенностей частично перекрываются верхне- и среднемиоценовыми отложениями с частичками вулканического стекла, можно предполагать, что вулканические процессы здесь шли в течение значительного времени (миоцен-плиоцен).

4. Палеозойские и мезозойские структуры подводной возвышенности Ямато, образованные корой субконтинентального типа со сравнительно маломощным "гранитным" слоем. Здесь выдержанные по петрохимическому и петрографическому составу базальтоиды слагают обширные площади обоих хребтов, что позволяет предполагать покровный характер их залегания. Наряду с покровами на Северном хребте наблюдаются и небольшие вулканические постройки, выделяющиеся на ровной поверхности основных структур, по-видимому, они являются результатом более поздней (субплатформенной) активизации этой области. Изучение химического состава вулканитов Ямато указывает на их принадлежность к известковощелочной серии, причем по содержанию кремнезема в них выделяются все составляющие ряда базальт-липарит, содержание щелочей в которых возрастает от основных разностей к кислым (см. табли-

цу). По содержанию микроэлементов они близки к базальтам Курильских островов.

По многочисленным данным абсолютного возраста время формирования базальтоидов Ямато определяется как поздне меловое—ранне неогеновое.

5. Подводные возвышенности северного замыкания Японского моря, характеризующиеся чередованием участков субокеанической и субконтинентальной коры с преимущественно мезозойскими и кайнозойскими геоантиклинальными структурами.

На Ребуно-Монеронском поднятии, являющимся продолжением структур Сахалино-Хоккайдской складчатой зоны в результате бурения на о-ве Монерон до глубины 4125 м установлено участие в его строении трех вулканических комплексов: мезозойского (юра-нижний мел), верхне мелового и миоценового. Химический состав указывает на их принадлежность к известково-щелочной серии островных дуг (см. таблицу). Возвышенности Мусами и "Витязя", расположенные западнее Ребуно-Монеронского поднятия, характеризуются несколько отличным химическим составом базальтоидов, что выражается повышенным содержанием щелочей с существенной ролью калиевой составляющей (см. таблицу). Особенности состава связаны с наличием в пределах этих возвышенностей коры субконтинентального типа [1].

6. Хребты и возвышенности бордерленда о-ва Хонсю, являющиеся продолжением мезозойских и кайнозойских структур о-ва Хонсю. Базальтоиды возвышенности Пржевальского и хребта Оки по химическому составу, микроэлементам и времени образования подобны базальтоидам известково-щелочной серии Ямато, наблюдается лишь незначительное увеличение суммы щелочей (см. таблицу). На хребте Ното были подняты кварцевые андезиты (см. таблицу) и, по данным японских исследователей, гиперстеновые андезиты с абсолютным возрастом 7,7 млн. лет [9]. Обнаруженные многочисленные вулканические постройки вдоль трога Тояма, который с востока обрывает хребет Ното, скорее всего, являются результатом активизации в этом районе, связанной с образованием трога, который, по мнению многих исследователей, является молодой структурой.

7. Глубоководные котловины с субокеанической корой. Исследовались вулканические постройки в Центральной глубоководной котловине и котловине Хонсю. В пределах первой базальтоиды слагают и хребты субмеридионального простираения, и одиночные вулканические постройки, в котловине Хонсю хребтов не обнаружено. Базальтоиды, слагающие большую часть хребтов, вулканических гор и построек относятся к толеитовой и трахибазальтовой сериям (см. таблицу). Характерные для подводных извержений текстурно-структурные особенности (сферическая и шаровая отдельность), свой набор вторичных минералов и данные абсолютного возраста свидетельствуют о том, что эти базальты образовывались в подводных условиях или в период заложения глубоководных впадин, или уже в их пределах как в сформировавшихся структурах. Отдельной группой здесь стоят базальтоиды островов-вулканов Чукто и Уллындо, подводной возвышенности Глебова и гайота северо-западной оконечности возвышенности Оки. Эта группа вулканов, вытянутая

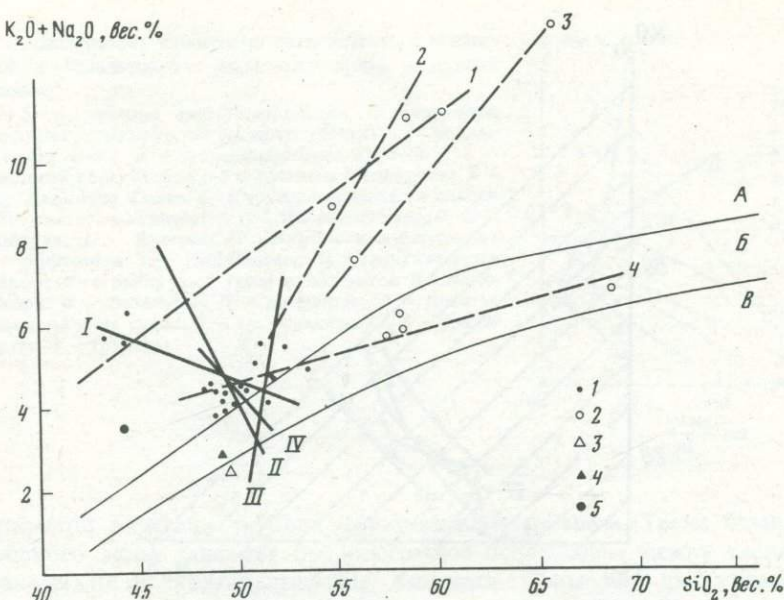
$K_2O + Na_2O$ , вес. %

Рис. 3. Диаграмма отношения кремнезема и щелочей в базальтоидах Японского моря и других районов

1-4 - тренды дифференциации базальтоидов некоторых структур Японского моря: 1 - гайота возвышенности Оки; 2 - возвышенности Тарасова; 3 - горы Мейе-2; 4 - возвышенности Ямато; I-IV - тренды изменения химизма базальтов: I - Японского моря; II - Приморья; III - Японии; IV - Курильских островов. Поля различных серий, по Куно: А - щелочных; Б - высокоглиноземистых (известково-щелочных); В - толеитовых

1, 2 - различные типы пород Японского моря: 1 - базальты, 2 - более кислые разновидности базальтоидов; 3, 4 - базальты магнезиальной и железистой серий рифтовых зон Атлантического и Индийского океанов [4]; 5 - пикрит о-ва Чукто, Японское море [8]

в субширотном направлении, служит как бы естественной границей между Цусимской и Центральной котловинами, сложена базальтоидами щелочной серии. Для базальтов этих структур характерно высокое содержание щелочей (до 6,5%) и Ti (до 3,4%).

Особенности химизма базальтоидов описанных структур Японского моря наглядно характеризуются рядом диаграмм. Из рис. 3 следует, что основная часть базальтов группируется в поле щелочных серий, резко отличаясь этим от базальтов рифтовых зон океана. В поле известково-щелочных серий попадают лишь несколько точек, а в поле толеитовых уже ни одной, что свидетельствует о наличии во впадине Японского моря только сиалических базальтов. Среди базальтов, группирующихся в поле щелочных серий, выделяются две группы - базальты с низким (43-45%) содержанием  $SiO_2$  и повышенным щелочей и с умеренным (49-52%) содержанием  $SiO_2$ . Выделяются три серии базальтоидов: 1) щелочные недосыщенные  $SiO_2$  с эволюцией до трахитов и фонолитов (возвышенности Оки, Глебова); 2) трахибазальтовая серия с эволюцией от трахибазальтов до трахитов (возвышенности Тарасова, Мейе-2); 3) базальты,

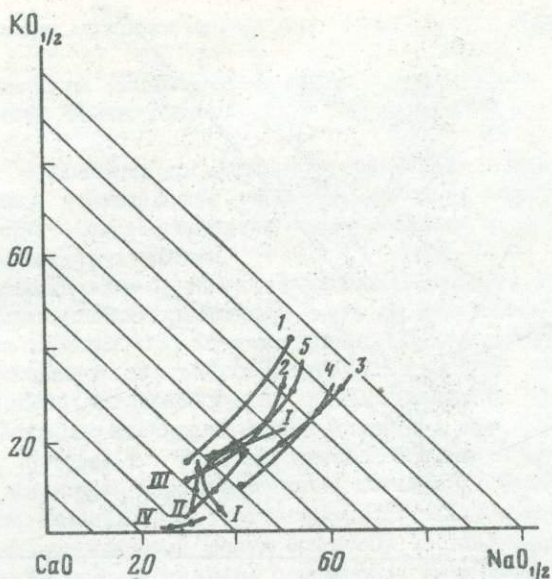


Рис. 4. Петрохимическая диаграмма базальтоидов Японского моря

1-5 — тренды базальтоидов структур Японского моря: 1 — гайота возвышенности Оки; 2 — возвышенности Тарасова; 3 — подводной горы Мейе-2; 4 — вулкана Медведева; 5 — возвышенности Ямато; I-IV — тренды изменения химизма базальтов в комплексах: I — Приморья; II — Японии; III — Курильских островов; IV — рифтовых зон Индийского и Атлантического океанов

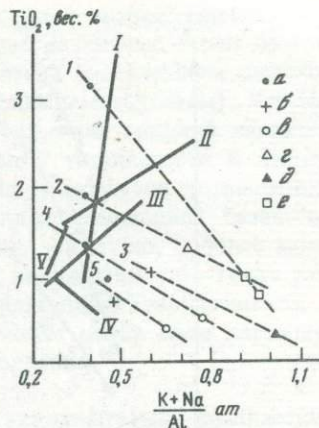
сходные с континентальными толеитами, с эволюцией от базальтов до липаритов с накоплением кремнезема и щелочей (возвышенности Ямато, подводный склон о-ва Монерон, шельф юго-восточного Приморья). Как видно из графика, в базальтах Японского моря уменьшение содержания кремнезема ведет к повышению роли щелочей, особенно К. Подобная тенденция наблюдается у базальтов Приморья и Курильских островов в отличие от базальтов Японии, где увеличение роли щелочей связано скорее всего с раскислением магмы.

Четкое отличие базальтов Японского моря от базальтов рифтовых зон океанов видно и на рис. 4, где выделяются два типа дифференциации базальтоидов — с накоплением щелочей при существенной роли калия (1, 2, 5) и нормальная эволюция с постепенным ростом щелочей (3, 4) по отношению к Са. Таким образом, обращает на себя внимание калиевая тенденция в эволюции базальтовых магм Японского моря.

Специфика петрохимической эволюции базальтоидов Японского моря (рис. 5) выражается в том, что с ростом щелочности снижается титанистость магм. Из литературных данных известно, что такая тенденция присуща толеитовым магмам, дифференциация которых завершается образованием кислых расплавов. Положение трендов дифференциации базальтовых магм других типов показывает, что с нарастанием щелочности возрастает и их титанистость, причем наиболее резким возрастанием характеризуются магмы Японского моря, что скорее всего свидетельствует

Рис. 5. Диаграмма изменения титанистости и алгаитности в базальтоидах Японского моря и других регионов

1-5 — тренды дифференциации базальтоидов некоторых структур Японского моря: 1 — возвышенности Оки; 2 — возвышенности Тарасова; 3 — подводной горы Мейе-2; 4 — вулкана Медведева; 5 — возвышенности Ямато. I-V тренды изменения химизма базальтов комплексов: I — Японского моря; II — Приморья, III — Японии; IV — Курильских островов; V — рифтовых зон Индийского и Атлантического океанов; а-е различные типы вулканитов Японского моря: а — базальты; б — андезиты; в — дациты, риодациты и их туфы; г — трахиандезиты; д — трахидациты; е — трахиты



о широкой вариации условий образования этих магм. Тренд базальтов Японского моря занимает промежуточное положение между трендами океанических и континентальных базальтов Приморья, что указывает на промежуточный петрохимический тип этих магм. Из графика (рис. 5) также следует, что наиболее широкими вариациями щелочности характеризуются базальты наиболее стабильных континентальных структур (Приморье, Япония) в сравнении с базальтами Японского моря и океанических рифтов, где эти вариации крайне незначительны.

Более детальное расчленение по химизму базальтов различных частей Японского моря дает рис. 6, где по соотношению щелочности и титанистости выделяются четыре группы базальтов: 1) базальты возвышенности Ямато; 2) базальты шельфа Приморья, занимающие промежуточное положение; 3) базальты возвышенностей "Первенца" Тарасова, Гэбасс, Кольцо, Галагана, которые характеризуют трахидазальтовую серию глубоководных впадин; 4) базальты юго-западной части Японского моря (возвышенности Глебова, Оки, подводного склона о-ва Уллындо), характеризующиеся низким содержанием  $\text{SiO}_2$  при высоком — щелочей. Диаграмма подтверждает наличие в Японском море трех серий базальтов, выделенных на рис. 3. На диаграмме также видно, что в общем с ростом титанистости возрастает и щелочность базальтов, но надо отметить, что, несмотря на значительно фракционирование базальтовой магмы в Японском море, исходная их щелочность варьирует незначительно.

Из рис. 7 следует, что базальтоиды Японского моря эволюционируют в направлении возрастания железистости от более основных разновидностей к более кислым. Тренд базальтов Японского моря занимает промежуточное положение между трендом континентальных базальтов Приморья и трендами океанических базальтов и островных дуг, причем, чем больше мощность коры в этих структурах, тем ближе к вертикальному положению их тренда. Это еще раз свидетельствует о наличии блоков земной коры различных мощностей в Японском море.

Более детально по химизму расчленяются базальты на рис. 8, где по соотношению железистости и титанистости выделяются те же группы,

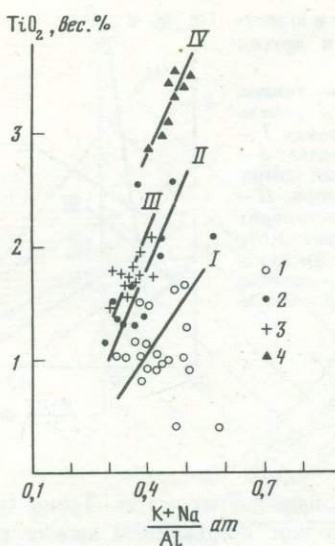


Рис. 6. Диаграмма изменения титанистости и апгаитности в базальтах Японского моря

I-IV - тренды изменения химизма базальтов Японского моря: I - возвышенности Ямато; II - шельфа юго-восточного Приморья; III - возвышенностей Первенца; Тарасова, Кольцо, Гэбасс; IV - возвышенности Глебова, гайота возвышенности Оки, подводного склона о-ва Уллындю

1-4 - базальты: 1 - Ямато; 2 - шельфа Юго-восточного Приморья; 3 - возвышенности Первенца, Тарасова, Кольцо, Гэбасс; 4 - возвышенности Глебова, гайота возвышенности Оки, подводного склона о-ва Уллындю

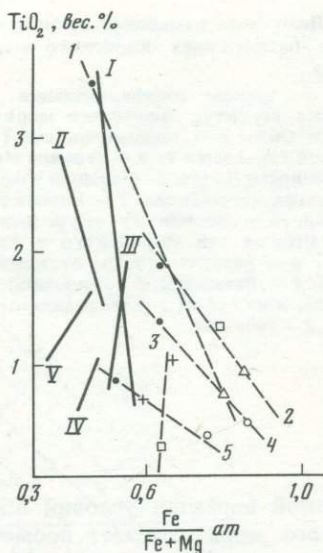


Рис. 7. Диаграмма изменения титанистости и железистости в вулканитах Японского моря и других регионов

Условные обозначения см. рис. 5

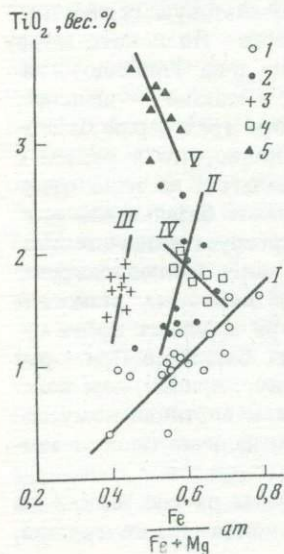


Рис. 8. Диаграмма изменения титанистости и железистости в базальтах Японского моря

I-IV - тренды изменения химизма базальтов Японского моря: I - возвышенности Ямато; II - шельфа юго-восточного Приморья; III - возвышенности Первенца; IV - возвышенностей Тарасова, Кольцо, Гэбасс; V - возвышенность Глебова, гайота возвышенности Оки, подводного склона о-ва Уллындю

1-5 - базальты: 1 - возвышенности Ямато; 2 - шельфа юго-восточного Приморья; 3 - возвышенности Первенца; 4 - возвышенностей Тарасова, Кольцо, Гэбасс; 5 - возвышенности Глебова, гайота возвышенности Оки, подводного склона о-ва Уллындю

что и на рис. 6, т.е. базальты Ямато, юго-западной части Японского моря и шельфа Приморья, характеризующие две различные серии базальтоидов в пределах Японского моря (с высоким содержанием щелочей и недосыщенные  $\text{SiO}_2$  и подобные континентальным толеитам). Что касается базальтов глубоководных впадин, то на этом графике характер их дифференциации, в отличие от соотношения титанистости и щелочности, более сложен. Характер дифференциации базальтов возвышенности "Первенца" имеет больше сходства с дифференциацией базальтов шельфа юго-восточного Приморья. Это связано, очевидно, с более мощным блоком континентальной коры на этой возвышенности. Такое различие свидетельствует о том, что каждая подводная возвышенность в глубоководных впадинах Японского моря может иметь свои характерные особенности, приобретенные в процессе эволюции.

Из изложенного следуют выводы.

1. В пределах Японского моря развиты исключительно сиалические типы базальтов, отсутствующие в рифтовых зонах океанов.

2. Базальтоиды, поднятые со структур, граничащих с материком, сходны по своим характеристикам с базальтами прилегающих территорий (Корея, Приморье, о-в Сахалин, Японские острова). В более удаленных от континента структурах (глубоководные впадины) развиты трахибазальтовые комплексы, характерные для зон активизации и внутренних частей островных дуг.

3. Среди базальтоидов выделяются три серии: а) базальты, сходные с континентальными толеитами ( $\text{SiO}_2$  49–52%;  $\text{K}_2\text{O}$  0,8–1,2%), с эволюцией от базальтов до липаритов (шельф Приморья, возвышенность Ямато, Японо-Сахалинский бордерленд); б) трахибазальтовая серия ( $\text{K}_2\text{O} > 1,2\%$ ), эволюционирующая от трахибазальтов до трахитов (Приморские возвышенности и большинство вулканических построек глубоководных впадин); в) щелочные базальты, недосыщенные кремнеземом ( $\text{SiO}_2$  — 43–45%), с высоким содержанием К (до 3,05%  $\text{K}_2\text{O}$ ) и Тi (до 3,47%  $\text{TiO}_2$ ) с эволюцией трахитов и фonoлитов (острова-вулканы Чукто, Ульиндо, подводная возвышенность Глебова, гайот Оки).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Васильковский Н.П., Безверхний В.Л., Деркачев А.Н. и др. — В кн.: Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978, с. 263.
2. Ерохов В.Ф., Жидкова Л.С., Литвиненко А.У. и др. Геологическое строение о-ва Монерон (Японское море). — Геология и геофизика, 1971, № 1, с. 46–57.
3. Коновалов Ю.И., Грачева А.А. Вулканические породы Южного Ямато. — В кн.: Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток, 1978, с. 41–49.
4. Куренцова Н.А. Минералого-геохимическая корреляция базальтов и гипербазитов рифтовых зон Индийского и Атлантического океанов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1979.
5. Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972.
6. Леликов Е.П., Съедин В.Т. Магматизм впадины Японского моря. — В кн.: Тез. к докл. на I съезде советских океанологов. с. 86, 87.
7. Пуцин Н.К., Берсенов И.И. Базальтоиды материкового склона у побережья Южного Приморья. — В кн.: Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток, 1975, с. 28–34.
8. Сахно В.Г., Васильев Б.И. Базальтоиды дна Японского моря. — В кн.: Вопро-

сы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974, с. 52–55.

9. Уено Н. Канеока Н., Озима М. и др. Калий-аргоновый возраст, отношение изотопов стронция и отношения калия к рубидию в вулканических породах дна Японского моря. — Тр. СахКНИИ, 1972, вып. 33, с. 52–55.

10. Шевалдин Ю.В. Аномальное магнитное поле Японского моря. М.: Наука, 1978. 72 с.

11. Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973, с. 241.

УДК 551.240:551.21

*В.В. Ярмолюк*

## ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА В ПРОЦЕССЕ СТАНОВЛЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ

Южно-Монгольская складчатая область является важнейшим элементом герцинской структуры Монголии. Она принадлежит восточному звену эвгеосинклинальной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса и на территории Монголии на севере по зоне Главного Монгольского линейamenta граничит с каледонидами Центральной и Северной Монголии, а с юга — ограничена позднегерцинской эвгеосинклинальной областью Внутренней Монголии [1]. В строении территории участвуют геосинклинальные и орогенные образования, а также комплексы пород активизационной и платформенной стадий развития. Вулканические породы широко проявились в образованиях всех стадий и, как будет показано ниже, характеризуются вариациями составов и изменением структурной позиции, связанными со стадийностью развития региона.

### ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Геосинклинальный этап развития территории продолжался по крайней мере с позднего ордовика по ранний карбон. Вулканические образования представлены двумя группами пород — спилит-диабазовой и андезит-базальтовой с участием дацитов и кварцевых порфиров [1, 6].

Спилиты и диабазы принадлежат к наиболее ранним проявлениям вулканизма и датируются верхним ордовиком-нижним силуром [1, 6, 7]. Они вскрываются в нижних горизонтах наблюдаемых разрезов и представлены зеленокаменно-измененными шаровыми лавами, чередующимися в разрезах с гиадокластитами, кремнисто-терригенными породами и яшмами. Мощность вулканитов местами превышает 2 км. По химическому составу вулканиты характеризуются невысоким содержанием  $K_2O$  (0,16–0,20%), что указывает на их принадлежность к толеитовой серии [7].

В разрезах вулканиты обычно связаны с гипербазитами и толщами кремнистых пород, образуя с ними офиолитовую ассоциацию. Наблюдаемые в хребтах Дзолен и Гурбан-Сайхан соотношения вулканитов с гипербазитами показывают, что вулканические образования залегают

непосредственно на гипербазитах через горизонты базальных брекчий и офиокальцитов [6, 7].

На территории Южной Монголии офиолитовая ассоциация выведена на поверхность в зонах крупных широтных разломов (рис. 1) и более или менее однообразна по составу пород. Это позволяет предполагать их площадное распространение в основании герцинской складчатой области. Исходя из этого и тесной связи спилитов и диабазов с гипербазитами, как со своеобразным меланократовым фундаментом, ряд исследователей [5, 7] указывают на принадлежность офиолитовой ассоциации к океанической стадии развития территории и соответственно формирование всей Южно-Монгольской области на океанической коре.

Вулканические толщи андезит-базальтового состава широко распространены в южной Монголии (рис. 1) и датируются в интервале верхний силур-нижний девон [1]. В разрезах геосинклинальных образований они отделены от пород офиолитовой ассоциации мощными кремнистыми и туфогенно-граувакковыми толщами. Среди вулканитов преобладают зеленокаменноизмененные основные эффузивы и, кроме того, обычны андезитодациты, дациты и кварцевые порфиры. По площади складчатой области отмечаются существенные вариации в составе вулканических продуктов и в построении разрезов. По данным П.С. Матросова [2], на крайнем западе территории в пределах Барунхурайской котловины нижнедевонские-эйфельские вулканиты в нижней части разреза мощностью до 1300 м представлены диабазовыми и андезитовыми порфиритами, содержащими горизонты туфоконгломератов, кремнистых сланцев и известняков. Верхняя часть разреза сложена кварцевыми порфирами и имеет мощность около 800 м.

В пределах Гобийского Алтая вулканические образования представлены породами верхнего силура и нижнего девона. Верхнесилурийские вулканиты прослеживаются между сомонами Баян-Лэг и Баян-Гоби и представлены альбитофирами, дацитовыми порфирами, туфами и туфобрекчиями кислого состава с подчиненными покровами основных эффузивов. Мощность толщи достигает 1800 м. Девонские вулканиты распространены на южном склоне Гобийского Алтая. Они участвуют в строении мощной (до 4500 м) вулканогенно-граувакковой толщи [4]. Вулканиты представлены зеленокаменно-измененными основными эффузивами, метаморфизованными кератофирами, а также туфами и туфоконгломератами и ассоциируют с туффитами, граувакками, кремнистыми сланцами и известняками.

В Заалтайской Гоби нижнедевонские вулканиты слагают обширные поля. В строении толщи преобладают диабазовые и андезитовые порфириты, кроме того, отмечаются экструзивные и субвулканические тела дацитов. Лавовые покровы чередуются с туфами и лавобрекчиями и вверх по разрезу сменяются туфогенно-граувакковыми отложениями.

В хребтах Дзолен и Гурбан-Сайхан нижнедевонские вулканиты представлены эпидотизированными, хлоритизированными и гематитизированными миндалекаменными андезитобазальтовыми и андезитовыми порфиритами, переслаивающимися с туфами и туфобрекчиями, и горизонтами вулканических бомб. Вулканиты ассоциируют с граувакками, яш-

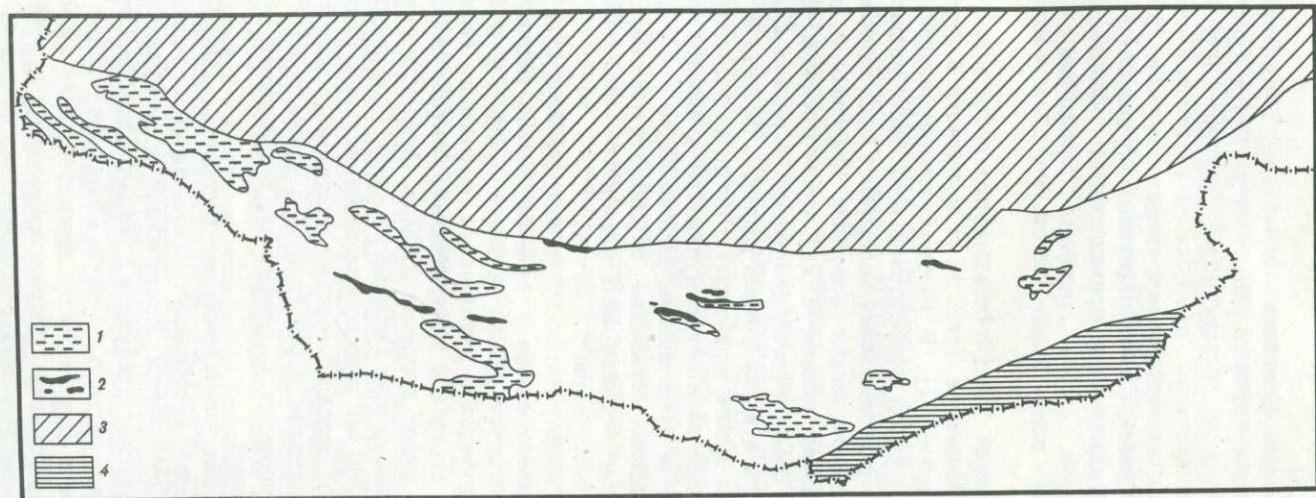


Рис. 1. Схема размещения геосинклинальных вулканических образований Южной Монголии

1 — вулканические образования офиолитовой ассоциации; 2 — вулканические образования андезит-андезит-базальтовой ассоциации; 3 — позднегерцинская область Внутренней Монголии; 4 — каледониды Монголии

мами и кремнисто-терригенными отложениями и образуют разрезы мощностью более 1 км [1, 6].

В западной части Гобийского Тянь-Шаня геосинклинальные вулканические образования (датируются силурийским возрастом [13, 1]) представлены спилитами и зеленокаменно-измененными эффузивами, залегающими среди кремнистых алеволитов и полимиктовых песчаников с редкими горизонтами известняков.

В восточной части Южной Монголии геосинклинальные и вулканические образования среднего палеозоя установлены в районах сомона Мандах, г. Чаган-Субурга и в горах Ихэ-Хонгорджа-ула и Барун-Изохэ-нуру [2]. Они представлены андезитовыми и андезито-дацитовыми порфиридами и ассоциируют с туфами, туфопесчаниками, отдельными лавовыми телами фельзитов, туфобрекчий и лавобрекчий кислого состава. Мощность вулканитов достигает 1000 м.

В целом следует отметить изменчивость вулканических толщ верхнего силура — нижнего девона по простиранию как по составу слагающих вулканитов, так и по соотношению с терригенными образованиями вплоть до полного выклинивания вулканитов. Это позволяет предполагать связь вулканитов с островными грядами, близкими, по-видимому, к современному островным дугам. По петрохимическим параметрам рассматриваемые вулканиты принадлежат к известково-щелочной серии пород [2].

### ОРОГЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Орогенные движения на территории Южной Монголии происходили с нижнего карбона по нижний триас включительно [11]. Продукты орогенной вулканической деятельности образуют две разновозрастные группы пород — карбоновую ( $C_{1v} = C_3$ ) и верхнекарбоновую-нижнепермскую. Они широко распространены в пределах Южной Монголии (рис. 2) и слагают Южно-Монгольскую вулканическую область, которая является восточным фрагментом трансконтинентального верхнепалеозойского вулканического пояса, протягивающегося от Западной Европы до северо-восточных районов Китая [10].

Карбоновые вулканические образования распространены наиболее широко и повсеместно с резким структурным несогласием с толщами сероцветных песчаников, гравелитов и конгломератов в основании перекрывают складчатые геосинклинальные комплексы. На большей части территории они формировались, начиная с конца визе вплоть до низов верхнего карбона. Исключение составляет лишь район Барунхурайской котловины, в пределах которой вулканическая активность была полностью исчерпана в течение турнейского — начала визейского времени [2].

Распределение вулканических образований по площади вулканической области характеризуется значительными вариациями состава вулканитов и строения вулканических толщ. Наиболее существенные различия установлены между восточной и западной частями вулканической области, которые разграничены примерно по меридиану г. Далан-Дзадагад.

В восточных районах карбоновые вулканиты представлены главным образом базальтами, андезито-базальтами и андезитами, а также их ла-

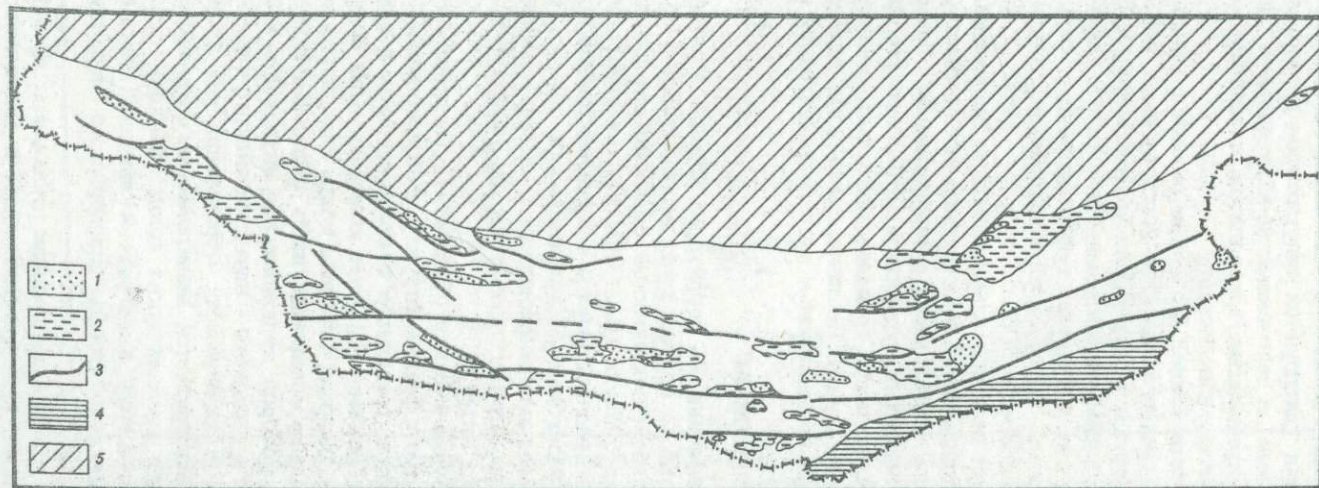


Рис. 2. Схема размещения орогенных вулканических образований Южной Монголии

1 - вулканиты верхнего карбона-нижней перми; 2 - вулканиты карбона; 3 - разломы; 4 - позднегерцинская область внутренней Монголии; 5 - каледониды Монголии

вобрекчиями и агломератами. Породы умеренно-кислого и кислого состава распространены ограниченно. Они образуют небольшие экструзивные тела, отдельные лавовые или игнимбритовые покровы или же выполняют вулканические жерловины.

Для западных районов характерно двучленное строение разрезов вулканитов. Нижние их части сложены базальтами, андезито-базальтами, андезитами и туфами этих пород. Верхние горизонты слагают дациты и липариты, их туфы и игнимбриты. Породы обеих толщ распространены примерно в одинаковых количествах и представлены разрезами суммарной мощностью до 2,5—3 км. В целом они образуют гомодромно изменяющиеся по составу серии пород.

Помимо этой поперечной неоднородности, в распределении вулканических образований по площади вулканической области отмечается также и продольная неоднородность. Так, в северо-западной части территории выделяется район Барунхурайской котловины, где вулканическая деятельность полностью прекратилась до того момента, когда вулканизм начался на остальной части Южной Монголии. В западной части вулканической области обособляются районы Заалтайской Гоби и Гобийского Тянь-Шаня, которые различаются составами разновозрастных вулканических комплексов. В вулканических ассоциациях Заалтайской Гоби кислая по составу часть разреза сложена дацитами, а в вулканических ассоциациях Гобийского Тянь-Шаня — липаритами при ограниченном распространении дацитов. Границами между этими продольными участками вулканической области служат широтные глубинные разломы.

Формирование карбоновых вулканитов происходило в крупных широтно вытянутых вулканических котловинах, контролируемых зонами широтных разломов. В Гоби-Тянь-Шаньском сегменте с такой котловиной связано крупное вулканическое поле хребтов Ноён и Тост [15]. Котловина вытянута в широтном направлении на 250—270 км и по ширине достигает 50—70 км. Ее положение связано с Гоби-Тянь-Шаньской зоной разломов, отдельные нарушения которой определяют борта котловины, ее внутреннюю структуру и, в частности, контролируют размещение выходящих вулканических зон. В Заалтайской Гоби вулканические котловины также хорошо выражены в современной структуре и разделены участками территории, где вулканическая деятельность не протекала [19]. В восточной части Монголии вулканические котловины обособлены менее четко, так как в значительной степени перекрыты чехлом мезокайнозойских образований, однако и здесь наблюдаемые различия в строении отдельных вулканических массивов указывают на их связи с обособленными вулканотектоническими структурами.

Оценивая в целом карбоновую вулканическую область Южной Монголии, следует отметить ее сходство с краевыми вулканическими поясами, такими, как Охотско-Чукотский и Сихотэ-Алиньский. Это сходство проявлено в приуроченности Южно-Монгольского вулканического пояса к границе между Северо-Азиатским континентом и океаническим бассейном Палеотетиса, а также в составе вулканических продуктов, последовательности их размещения в разрезах и в связи вулканитов с вулканотектоническими котловинами.

По петрохимическому составу карбоновые вулканиты принадлежат

к известково-щелочной серии пород, для которых в целом свойственно преобладание  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  [15, 2].

Более молодой комплекс орогенных вулканитов датируется в диапазоне верхи верхнего карбона—нижняя пермь [16]. Он сложен базальтами и андезито-базальтами повышенной щелочности, а также трахитами, комендитами и пантеллеритами [18, 3]. Щелочные породы — комендиты, пантеллериты и трахилипариты представлены лавами, туфами, игнимбритами и лавобрекчиями.

Этот комплекс вулканитов слагает крупные поля с общим объемом вулканитов в первые тысячи куб. километров и обычно расположен в осевых частях карбоновых вулканических котловин. Вулканические поля характеризуются структурой грабенов. В их строении базальты образуют протяженные лавовые плато, а щелочные породы слагают крупные сложнопостроенные стратовулканы. Обычным элементом строения грабенов являются многочисленные дайки базальтоидов, комендитов, трахилипаритов и щелочных гранитов. Они образуют линейные поясовые скопления и прослеживаются в осевых участках грабенов или вдоль их бортов. Эти дайки представляют корневую систему пермских вулканитов, они контролируют размещение вулканических жерловин и нередко участвуют в строении последних. Ширина дайковых поясов местами составляет 2–4 км, среднее содержание даек в поясах достигает 20% общего объема пород [17], и следовательно, становление дайковых поясов и в целом вулканических комплексов было связано с компенсацией растяжений с амплитудой раздвига до 0,5–1,5 км в пределах отдельных грабенов.

Распределение пермских вулканитов контролируется двумя субширотными рифтогенными структурами, одна из которых связана с зоной разломов Главного Монгольского линеймента, а вторая — с Гоби-Тянь-Шаньской зоной разломов [18]. Эти структуры отстоят по меридиану до 120 км, прослеживаются через всю Южную Монголию и уходят на сопредельные территории Китая. Протяженность структур только в пределах МНР превышает 1300 км, ширина их достигает 60–75 км.

По своей структурной позиции и вещественному составу пермские вулканические образования сопоставляются с вулканическими ассоциациями континентальных рифтов, что позволило сделать вывод об их рифтогенной природе и, соответственно, о процессах рифтогенеза, охвативших территорию Южной Монголии в перми.

### ВУЛКАНИЗМ СТАДИИ АКТИВИЗАЦИИ

Начиная с конца триасового периода и до позднего мела территория страны была охвачена процессами тектоно-магматической активизации [12]. Вулканические образования, связанные с этими процессами в Южной Монголии, имеют позднемезозойский возраст. Они представлены трахитами (в ассоциации с карбонатами), трахибазальтами и трахилипаритами и выполняют узкие (5–10 км) и протяженные (до 60 км) широко ориентированные грабены. По сравнению с орогенными вулканическими образованиями позднемезозойские вулканиты распространены ограниченно. Поля их выходов имеют небольшие размеры и уда-

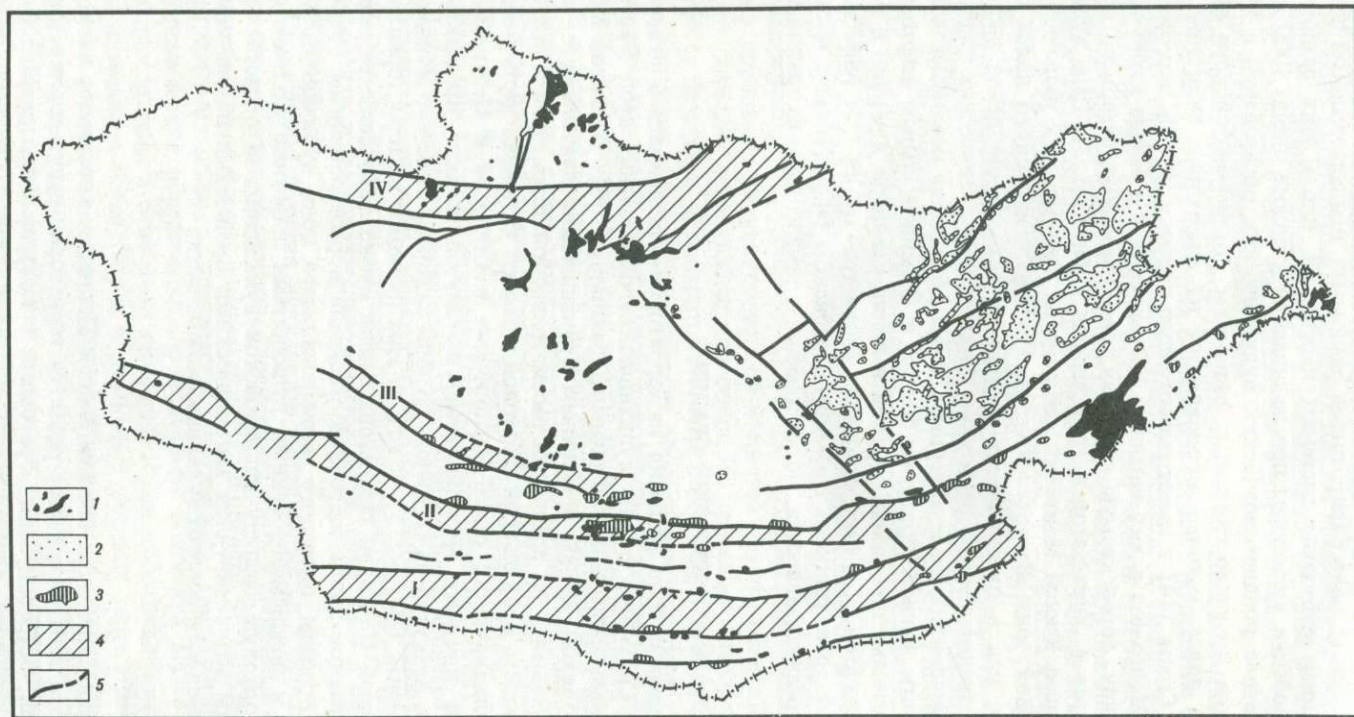


Рис. 3. Схема размещения позднемезозойских и кайнозойских вулканических образований на территории Монголии  
 1 – кайнозойские базальты; 2 – позднемезозойские вулканиты; 3 – позднемезозойские вулканические грабены Южной Монголии;  
 4 – рифтогенные системы разломов позднего палеозоя: I – Гоби-Тянь-Шаньская, II – Главного Монгольского линеймента, III – Долино-  
 озерская, IV – Северо-Хангайская; 5 – разломы

лены друг от друга на большие расстояния. Размещение вулканических полей отчетливо связано с широтными разломами, принадлежащими позднепалеозойским рифтовым системам нарушений. Вдоль этих разломов позднемезозойские вулканические прослеживаются в полосе около 1000 км.

Формирование позднемезозойских вулканических образований в Южной Монголии причинно связано с развитием позднемезозойского вулканического пояса, который продолжается на территорию Монголии из Советского Союза [14] и имеет рифтогенную природу [9]. Он пересекает Восточную Монголию в юго-западном направлении и с запада имеет торцовую границу, определяемую системой северо-западных разломов, проходящих через г. Улан-Батор и гору Мандал Гоби (рис. 3). Цепь вулканических полей Южной Монголии смещена по системе этих разломов к югу от осевой зоны Восточно-Монгольского вулканического пояса подобно тому, как в океанических рифтах происходит смещение рифтовых зон по трансформным разломам. По составу вулканических продуктов и по приуроченности к линейным зонам растяжения позднемезозойские вулканические Южной Монголии близки к континентальным рифтогенным ассоциациям провинции хребтов и долин Северной Америки и Африканских рифтов, что дает основание рассматривать их как рифтогенные и, кроме того, говорить о позднемезозойском рифтогенезе в Южной Монголии, реализовавшемся по системе позднепалеозойских рифтовых разломов.

#### ВУЛКАНИЗМ ПЛАТФОРМЕННОЙ СТАДИИ

Платформенный этап развития на территории МНР начался с позднего мела [12]. Связанные с ним вулканические образования представлены кайнозойскими калиевыми щелочными базальтами [8]. В Южной Монголии они обязаны своим появлением вулканической деятельности, широко проявившейся за пределами рассматриваемой территории и связанной с развитием Байкальской рифтовой области. Основная часть кайнозойских вулканических полей расположена в Северной и Центральной Монголии в пределах меридионально вытянутой полосы, протягивающейся от оз. Хубсугул на юг вплоть до зоны разломов Главного Монгольского линеамента (см. рис. 3). К югу от этих разломов на территории собственно Южной Монголии базальтовые поля имеют небольшие размеры. Они размещаются вдоль широтных разломов и распространены по ним далеко за пределы основного меридионального поля вулканических. Как и в случае с позднемезозойскими вулканическими широтные разломы определяют торцовую границу кайнозойской вулканической области, причем разломы активизируются магматическими процессами на значительные расстояния в стороны от вулканической области.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Герцинская складчатая область Южной Монголии заложилась на коре океанического типа. В процессе развития территории выделяются стадии: океаническая, островодужная, орогенная, с которой было связано формирование краевого вулканического пояса и активизационная, сопро-

вождавшаяся образованием рифтовых зон разломов. Таким образом, до карбона включительно в пределах Южной Монголии происходило наращивание континентальной коры и стабилизация региона, в более поздние эпохи отмечалась частичная, связанная с континентальным рифтогенезом деструкция континентальной коры.

Продукты вулканической деятельности свойственны комплексам образований всех стадий развития складчатой области. Во времени они характеризуются определенными изменениями составов и структурной позиции вулканитов, что обусловлено стадийностью развития региона и связанной с нею эволюцией физико-химических условий магмообразования.

Изменения составов пород иллюстрируются их общей последовательностью в геологическом разрезе территорий: 1) спилиты и диабазы ( $O_3 - S_1$ ); 2) андезито-базальты, андезиты, дациты ( $S_2 - D_1$ ); 3) базальты, андезиты, дациты, липариты ( $C_1 - C_3$ ); 4) трахибазальты, комендиты, пантеллериты ( $C_3 - P_1$ ); 5) трахиты, трахибазальты, трахилипариты ( $I_3 - K_1$ ); 6) щелочные базальты (KZ). Петрохимические составы пород приведены в цитированных выше источниках. Анализ этих данных показывает следующее (рис. 4).

Вулканические образования первой группы (спилиты и диабазы) принадлежат к толеитовому петрохимическому классу, характеризуются минимальными содержаниями  $K_2O$  и представлены однообразными по составу породами. Вулканиты второй и третьей группы относятся к известково-щелочной петрохимической серии. По кремнекислотности они варьируют от базальтов до липаритов и в разрезах образуют гомодромные последовательности пород. Вулканические образования четвертой группы представлены породами повышенной щелочности и щелочными и отличаются бимодальным распределением пород по кремнекислотности. Содержание  $K_2O$  в породах высокое и приближается к содержанию  $Na_2O$ . В пятой группе породы также характеризуются повышенной щелочностью и бимодальным распределением составов, однако выделяются высокими значениями  $K_2O$  и  $K_2O/Na_2O > 1$ . Шестая группа пород сложена щелочными базальтами с высоким содержанием  $K_2O$  (калиевые базальты).

Таким образом, изменение составов вулканитов в процессе становления континентальной коры южномонгольских герцинид выражено в увеличении щелочности пород, степени их дифференцированности по кремнекислотности и в последовательном возрастании роли  $K_2O$  в вулканических сериях (рис. 4).

Структурная позиция вулканитов также меняется в процессе геологического развития территории. Геосинклинальный и орогенный вулканизмы были связаны с формированием складчатой области, что определило общий продольный план распределения вулканитов. Раннегеосинклинальные вулканические образования, по-видимому, более или менее равномерно распространены в основании герцинид. Позднегеосинклинальные вулканиты изменчивы по составу и в различных участках территории характеризуются фаціальными переходами с терригенными комплексами и слагают вулканические гряды, более или менее обособленные в пространстве.

Карбоновые вулканические образования связаны с крупными вулканотектоническими котловинами, сформированными над зонами широтных разломов. Изменение составов вулканических продуктов по площади

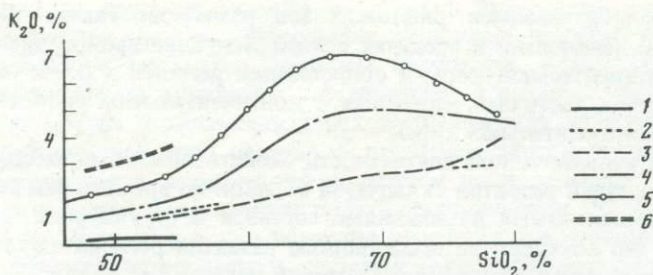


Рис. 4. Вариационная диаграмма  $K_2O-SiO_2$  вулканических образований Южной Монголии

1 — вулканилиты офиолитовой ассоциации; 2 — вулканилиты андезит-андезит-базальтовой ассоциации; 3 — карбонатные вулканилиты; 4 — вулканилиты верхней карбонатной перми; 5 — позднемезозойские вулканилиты; 6 — кайнозойские базальты

вулканической области свидетельствует о влиянии структур фундамента на формирование и эволюцию магматических расплавов и, следовательно, о сравнительно неглубоком залегании зон магнеобразования.

Формирование пермских вулканилитов было связано с позднепалеозойским рифтогенезом. Зоны рифтогенных разломов наследуют системы нарушений, контролировавшие карбонатную вулканическую деятельность. Поля пермских вулканилитов тяготеют к осевым участкам карбонатных вулкано-тектонических прогибов, что указывает на преобладающее расположение корневых вулканических зон на протяжении всей орогенной стадии развития региона. Вулканилиты характеризуются однородным составом по всей Южной Монголии и тем самым отражают факт размещения магматических очагов на глубинах, где влияние структур верхних оболочек литосферы было исключено.

Позднемезозойские вулканические ассоциации связаны с рифтогенезом, произошедшим по тем же системам разломов, что и позднепалеозойский рифтогенез. Состав вулканилитов устойчив по простиранию зон разломов и не зависит от структур фундамента, служащих основанием для излившихся вулканилитов.

Кайнозойские вулканилиты размещаются в тех же системах нарушения, что и пермские и позднемезозойские вулканические образования. Однако по отношению к основной меридиональной области распространения кайнозойских базальтов на территории Монголии широтные разломы выступают как трансформные зоны, определяют ее торцовую границу и, следовательно, являлись более глубинными, чем те структуры, которые определили формирование соответствующих вулканических поясов. Составы вулканилитов постоянны на всем протяжении широтных разломов, что также подтверждает значительную глубину магматических очагов.

Этот краткий обзор структурной и вещественной эволюции вулканических образований, участвующих в строении Южно-Монгольских герцинид показывает, что на всем протяжении геологической истории региона вулканическая деятельность контролировалась широтными разломами, причем по крайней мере с орогенного этапа развития магмовыводящими остава-

лись одни и те же системы разломов. В процессе становления континентальной коры происходило последовательное перемещение зон магмообразования на более глубокие уровни литосферы. Погружение магматических очагов исключило влияние структур фундамента на генерацию и дифференциацию магм в магматических очагах на более поздних стадиях развития региона, имевших деструктивный характер по отношению к формированию континентальной коры, и определило высокие содержания  $K_2O$  в магматических расплавах.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 1. Стратиграфия. М.: Недра, 1972.
2. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 2. Магматизм и тектоника. М.: Недра, 1973.
3. Горегляд А.В., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. и др. Комендиты и пантеллериты в Южной Монголии. — ДАН СССР, 1980, т. 251, № 1.
4. Зоненшайн Л.П., Дуранте М.В., Маркова Н.Г. Основные черты строения и развития смежных частей Гобийского и Монгольского Алтая. — В кн.: Стратиграфия и тектоника МНР. М.: Наука, 1970.
5. Зоненшайн М.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976.
6. Зоненшайн Л.П., Суетенко О.Д., Жамьяндамба Л. и др. Строение осевой части Южно-Монгольской эвгеосинклинали в хребте Дзолен.—Геотектоника, 1975, № 4.
7. Зоненшайн Л.П., Томуртоого О. Офиолиты и основные закономерности формирования земной коры Монголии. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979.
8. Кепежинскас В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979.
9. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С. и др. Мезозойские интрузии Монголии. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
10. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. М.: Наука, 1975.
11. Моссаковский А.А., Томуртоого О. Верхний палеозой Монголии. М.: Наука, 1976.
12. Нагибина М.С., Шувалов В.Ф., Мартинсон Г.Г. Основные черты стратиграфии и истории развития мезозойских структур Монголии. В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
13. Синицын В.М. Заалтайская Гоби. М.: Изд-во АН СССР, 1956.
14. Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И. Позднемезозойские вулканы и связанные с ним гипабиссальные интрузии Монголии. М.: Наука, 1978.
15. Ярмолюк В.В. Верхнепалеозойские вулканогенные ассоциации и структурно-петрологические особенности их развития. — Тр. Совместной Советско-Монгольской геол. экспедиции, вып. 23. М.: Наука, 1978.
16. Ярмолюк В.В., Дуранте М.В., Коваленко В.И. и др. Возраст щелочных пород в Южной Монголии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 2.
17. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Верхнепалеозойские базальт-комендитовые вулканические аппараты Монголии. — ДАН СССР, 1980, т. 251, № 2.
18. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Горегляд А.В. и др. Щелочной магматизм Южной Монголии и его структурное положение. — ДАН СССР, 1979, т. 247, № 5.
19. Ярмолюк В.В., Тихонов В.И. Верхнепалеозойский магматизм и разломная тектоника Заалтайской Гоби (МНР). — Геотектоника, 1981, № 1.

Г.Б. Ферштатер

## ГРАНИТОИДЫ В ГИПЕРБАЗИТ-ГАББРОВЫХ МАССИВАХ УРАЛА

Настоящее сообщение посвящено гранитоидам, залегающим в гипербазит-габбровых массивах, предшествующих по времени формирования раннегеосинклинальным вулканогенным формациям. Эта геологическая позиция объединяет и офиолитовые альпинотипные гарцбургитсодержащие ассоциации и платиноносные дунит-клинопироксенит-габбровые, рассматриваемые рядом исследователей как фундамент, океаническая кора геологического прошлого, на которой была заложена Уральская эвгеосинклиналь [6].

Изучение гранитоидного магматизма в гипербазит-габбровых ассоциациях, который характеризуется большим разнообразием, индивидуализирован в разных массивах и является производным различных петрогенетических процессов, позволяет выявить некоторые новые и важные закономерности догеосинклинального и раннегеосинклинального развития, исследовать связи между так называемыми океаническими и континентальными типами ассоциаций магматических пород.

Ниже кратко суммированы результаты изучения гранитоидов из Черноточинского и Кытлымского (Платиноносный пояс) и альпинотипного Хабаровинского массивов, на примере которых можно проиллюстрировать основные закономерности кислого магматизма в гипербазит-габбровых массивах.

### ПЛАТИНОНОСНАЯ ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Гранитоиды в Платиноносном поясе образуют несколько возрастных групп, различающихся геологической позицией, составом, генезисом: 1) плагиогранито-гнейсы, залегающие в толщах, вмещающих гипербазит-габбровые массивы; 2) породы анортзит-гранитоидной серии, приуроченные к ранней гипербазит-габбровой ассоциации, в состав которой входят так называемые плутонические габбро [7], 3) гранитоиды, связанные с существенно габбровой (габбро-норитовой) ассоциацией; 4) более молодые силурийские габбро-гранитоидные массивы, примыкающие к гипербазит-габбровым массивам с востока. Две последние группы гранитоидов здесь не рассматриваются.

*Плагиогранито-гнейсы* образуют многочисленные тела и жилы мощностью до 5–10 м в аподиабазовых и апогаббро-диабазовых амфиболитах, метаморфизованных в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций [2, 5]

Наибольшей концентрации плагиогранито-гнейсы достигают в области западных экзоконтактов гипербазит-габбровых массивов, где они образуют зоны мигматизации, рои жил, а местами и сравнительно крупные однородные тела.

Амфиболиты и плагиогранито-гнейсы отчетливо древнее гипербазит-габбровых массивов, которые внедряются в уже метаморфизованные и

деформированные породы и образуют наведенную метаморфическую зональность, выражающуюся в падении уровня метаморфизма с удалением от массивов [5]. Плагιοгранито-гнейсы представляют собой мелко-среднезернистые породы гнейсовидной текстуры и порфировидной структуры. В виде идиоморфных порфировидных зерен размером 1-2 мм обособляется плагιοклаз  $An_{10-20}$ , который сцементирован агрегатом гранулированного кварца. Кроме того, в породах присутствуют гроссуляр-альмандиновый гранат (0,5-10%), высокожелезистая глиноземистая роговая обманка (2-5%), хлоритизированный биотит (0-4%), а также магнетит и ильменит. Специфическая особенность минерального состава плагιοгранито-гнейсов — парагенезис граната с роговой обманкой, в общем случае редкий для кремнекислых пород. По химическому составу это высокожелезистые практически бескальциевые плагιοграниты (табл. 1). Характерна их геохимическая специализация. Они отличаются очень низким содержанием стронция, сравнимым с количеством этого элемента в плагιοгранитах, входящих в состав габбро-плагιοгранитных серий ранних стадий развития эвгеосинклинали [9].

Амфиболиты и габброподобные породы, залегающие среди них, местами интенсивно мигматизированы. Жильный материал мигматитов наряду с плагιοгранито-гнейсами представлен роговообманковыми анортозитами, которые, как и плагιοгранито-гнейсы, характеризуются низким содержанием стронция (табл. 2) и по одному этому признаку могут быть надежно отделены от сходных пород описываемой ниже анортозит-плагιοгранитной серии, развитой в пределах гипербазит-габбровых массивов.

Изложенные особенности геологического положения и вещественного состава плагιοгранито-гнейсов позволяют предположить вслед за Ю.С. Каретиним [4], что последние представляют собой метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации кислые вулканы или небольшие плагιοгранитные массивы в составе раннегеосинклинальной контрастной натровой серии в эффузивном и интрузивном вариантах.

*Породы анортозит-плагιοгранитной серии* пользуются наибольшим распространением в дунит-клинопироксенит-габбровых массивах Платиноносного пояса.

Самым крупным массивом является Черноисточинский, расположенный в 15 км к югу от г. Нижний Тагил. Массив площадью около 40 км<sup>2</sup> залегает среди мелко-среднезернистых роговообманковых габбро, которые метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и местами превращены в полосчатые амфиболиты. Анортозиты в пределах массива образуют сравнительно однородные тела размером менее 1 км<sup>2</sup>, разделенные зонами эруптивных брекчий, в которых ксенолиты габброидов и меланократовых анортозитов сцементированы лейкоанортозитами и кварцевыми анортозитами.

О магматической природе анортозитов свидетельствуют следующие факты.

1. Породы формируются в строгой гомодромной последовательности, и в отдельных обнажениях можно наблюдать до 3-4 фаз внедрений (рис. 1, б). В лейкократовых анортозитах отмечаются обломки относительно более меланократовых разновидностей, принадлежащих к разным фазам. Интрузивная природа контактов анортозитов с габброидами и ран-

Таблица 1

Средние химические составы анортозитов и плагиогранитов Платиноносного пояса

Оксиды	1 (9)	2 (2)	3 (8)	4 (5)
SiO <sub>2</sub>	73,31	50,32	53,48	58,87
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,61	0,59	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,01	24,15	23,15	22,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,38	3,31	2,52	1,52
FeO	2,37	3,10	2,82	2,12
MnO	0,07	0,05	0,06	0,06
MgO	0,88	1,78	1,74	1,13
CaO	2,71	10,60	8,78	7,26
Na <sub>2</sub> O	4,65	4,45	5,30	5,42
K <sub>2</sub> O	0,09	0,12	0,16	0,18
П.п.п.	0,81	0,81	0,84	0,80
Σ	99,63	99,30	99,44	99,90

Примечание. 1 — плагиогранито-гнейс; Черноисточинский массив: 2 — габбро-анортозит, 3 — анортозит, 4 — кварцевый анортозит; Кытлымский массив: 6, 7 — анортозит-гранитная серия; 6 — кварцевый анортозит, 7 — гранит; 8–10 — лейкодиорит-плагиогранитная серия: 8 — лейкодиорит, 9 — плагиогранит, 10 — плагиоаплит. В скобках — число анализов.

ними фазами самих анортозитов подтверждается постоянным развитием эндоконтактных лейкократовых каемок [3].

2. Анортозиты содержат многочисленные ксенолиты метаморфизованных и деформированных габброидов. Полосчатость в ксенолитах ориентирована по-разному, что говорит об их перемещении в анортозитовом расплаве (рис. 1, в).

3. Жилы анортозитов срезают и смещают полосчатость в габбро и доанортозитовые дайки мелкозернистых габбро — в среднезернистых (рис. 1, г).

В многофазных анортозитовых телах в тех случаях, когда породы обладают гнейсовидностью, можно наблюдать несовпадение ориентировки директивной текстуры в породах разных фаз (рис. 1, б). Это факт свидетельствует о том, что формирование анортозитовой серии происходило в синкинематических условиях, в процессе тектонических подвижек, обусловивших такое несовпадение.

Геологически четко обособляются три фазы анортозитов, образующие относительно крупные тела и представляющие собой дискретные по химическому составу типы пород, заметно различающихся по цветному индексу (рис. 2, б).

Анортозиты — это преимущественно среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза  $An_{45-50}$ , роговой обманки и малотитанистого магнетита. Аксессуарные минералы — сфен, апатит, ильменит. В кварцевых анортозитах к этим минералам добавляется кварц, что сопровождается уменьшением основности плагиоклаза до  $An_{35-40}$  и сокращением количества роговой обманки, а также падением ее глиноземистости, которая коррелируется с номером плагиоклаза (рис. 3). Железистость роговой обманки в кварцевых анортозитах лишь незначительно выше, чем в бескварцевых

5 (2)	6 (3)	7 (3)	8 (3)	9 (7)	10 (2)
72,89	56,51	71,57	60,97	73,13	75,31
0,16	0,05	0,09	0,16	0,08	0,06
14,72	23,68	15,34	21,72	14,65	13,68
0,54	0,90	0,32	1,06	0,32	0,25
1,72	1,91	1,65	1,91	1,77	1,82
0,03	0,03	0,05	0,04	0,03	0,04
0,44	0,70	0,40	0,67	0,61	0,36
4,60	6,86	3,28	6,11	2,58	1,68
3,84	5,86	5,53	6,14	5,65	5,56
0,12	1,58	1,06	0,38	0,31	0,24
0,70	1,95	0,46	0,58	0,58	0,49
99,76	99,43	99,75	99,74	99,71	99,49

вмещающих габброидах. Соответственно практически отсутствует корреляция железистости с номером плагиоклаза (рис. 4). В целом особенности минерального состава и структуры пород свидетельствуют о том, что они, как и вмещающие габброиды, метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации.

Химические средние составы анортозитов и вмещающих их габбро приведены в табл. 1. Те и другие породы отличаются очень низким содержанием калия. Характерна геохимическая специализация пород анортозитовой серии. При содержании рубидия менее 3 г/т породы характеризуются высокой концентрацией стронция: от 2000—3000 г/т в анортозитах до 1000—1500 г/т в плагиогранитах, что резко отличает их как от метаморфогенных ранних анортозитов в толще амфиболитов, вмещающей массивы Платиноносного пояса (см. выше) так и от более молодых габброидов, диоритов и плагиогранитов Тагильского габброгранитоидного массива, расположенного восточнее (табл. 2, рис. 5).

Краевые части Черноисточинского массива представлены мигматитами. Меланосома мигматитов сложена среднезернистыми роговообманковыми габбро-амфиболитами, которые содержат многочисленные ксенолиты мелкозернистых амфибол-плагиоклазовых роговикоподобных пород и часто имеют полосчатую текстуру, обусловленную наличием полос с разным содержанием роговой обманки и разной крупности зерна. Внешний облик пород довольно разнообразен, однако их минеральный, и, что самое характерное, химический состав устойчив. Породы меланосомы сложены плагиоклазом  $An_{55}$ , роговой обманкой с железистостью 0,43—0,45 и малотитанистым магнетитом. Структура — гранобластовая. Химический состав пород аналогичен составу габбро, вмещающих анортозиты (табл. 1).

Таблица 2

Среднее содержание Sr, Rb, Ba в гранитоидах и вмещающих их породах

Порода	Число проб	Содержание, г/т		
		Sr	Rb	Ba
<i>Платиноносный пояс</i>				
Вмещающие породы				
габбро-амфиболит	4	118	Не обн.	Не обн.
анортозит	5	234	"	"
плагιοгранито-гнейс	9	163	"	50
Черноисточинский массив				
габбро	9	595	"	98
анортозит	14	2005	"	105
кварцевый анортозит	9	1550	"	70
Кытлымский массив				
битовнитовое габбро	6	1005	"	Не опр.
лабрадоровый габбро-норит	6	480	3	"
битовнитовый анортозит	4	1680	Не обн.	"
кварцевый анортозит	4	1690	3	320
гранит	8	450	33	754
лейкодиорит	5	1550	Не обн.	190
плагιοгранит	14	620	"	290
<i>Альпийотипная формация</i>				
Хабарнинский массив				
Гарцбургитовый комплекс				
щелочное габбро	3	361	46	Не опр.
нефелинсодержащий монцонит	3	958	33	"
нефелинсодержащий сиенит	3	1330	134	"
кварцевое пегматоидное габбро	4	1032	10	"
кварцевое среднезернистое габбро	2	710	5	"
кварцевый сиенит	4	1295	33	"
гранит	1	216	61	"
Дунит-клинопироксенит-габбро- вый комплекс				
габбро-норит	5	996	33	"
гранит пегматоидный	4	185	347	"
Габбро-гранитоидный комплекс				
кварцевый габбро-диабаз	5	343	6	"
кварцевый диорит, гранодиорит	5	272	3	"
плагιοгранит	14	245	3	"
кварцевый диорит из автолитов	8	283	3	"

Анализы выполнены в Институте геологии и геохимии под руководством М.В. Траяновой.

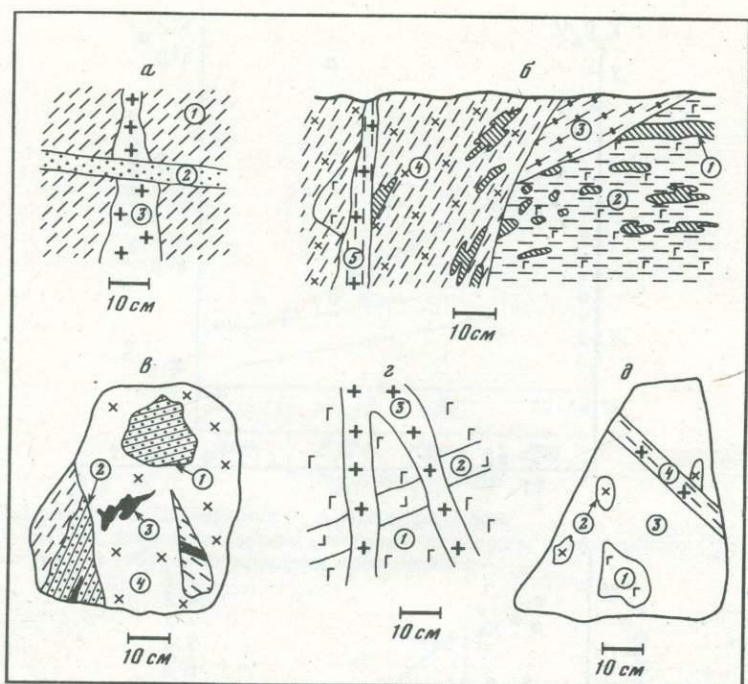


Рис. 1. Зарисовки взаимоотношений пород в плагиогранитогнейсовой серии (а) и Черноисточинском массиве (б-д)

а — среднезернистый гнейсовидный плагиоадамеллитогнейс (1) рассечен жилой плагиогранита (2) и аплита (3); б — гнейсовидные среднезернистые габбро (2) с ксенолитами мелкозернистых роговикоподобных пород (1) рассечены меланократовыми анортозитами (3), содержащими жилы гнейсовидных анортозитов (4) и кварцевых анортозитов (5); в — ксенолиты полосчатых роговикоподобных пород (1), полосчатых габбро-амфиболитов (2), существенно амфиболовых пород (3) в анортозите (4); г — дайки мелкозернистого габбро (2) и анортозита (3) в среднезернистом габбро (1); д — обломки габбро (1) и анортозита (2) в горнблендите (3), рассеченном жилой кварцсодержащего анортозита (4)

Лейкосома мигматитов представлена анортозитами. Они образуют большей частью жилы и жилообразные тела, которые пересекают неоднородности в габброидной меланосоме (полосчатость, ксенолиты, шпирь) и реже участвуют в полосчатых комплексах. Постепенные переходы от габброидов к анортозитам отсутствуют. Анортозиты представляют собой четкую дискретную группу пород, которая отличается от габброидов не только более молодым возрастом и геологической позицией (жильная форма залегания), но и химическим составом и геохимической специализацией. Поля габброидов и анортозитов на рис. 2 не перекрываются. По химическому и минеральному составу анортозитовая лейкосома полностью аналогична анортозитам из крупных однородных тел.

Изложенные выше особенности геологического строения и состава пород анортозитовой серии позволяют предположить, что ее образование тесно связано с процессом метаморфизма вмещающих массив габброидов. Однако на уровне эрозионного среза массива анортозиты представлены пре-

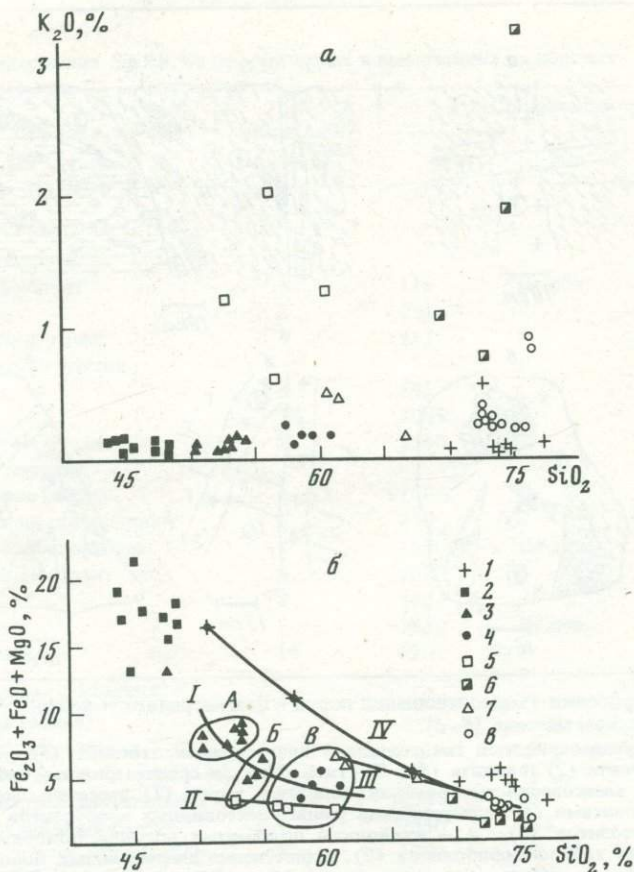


Рис. 2. Диаграммы  $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$  (а) и  $\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$  (б)

1 — плагиигранитогайнейсы; 2-4 — Черноисточинский массив: 2 — габбро; 3 — анортозиты; 4 — кварцевые анортозиты; 5-8 — Кытлымский массив: 5 — кварцевые анортозиты; 6 — малокальиновые граниты; 7 — лейкодиориты; 8 — плагиидиориты

Кривые средних составов: I — Черноисточинский массив; II — анортозит-гранитная и III — лейкодиорит-плагиигранитная серии Кытлымского массива; IV — известково-щелочная серия габбро-диорит-гранодиорит-гранит

имущественно внедренными магматическими телами, в разной степени оторванными от места генерации: ранние и более меланократовые фазы — в меньшей степени, более лейкократовые разности, кварцевые анортозиты и плагииграниты — в большей.

В Кытлымском дунит-клинопироксенит-габбровом массиве [2] гранитоиды развиты в основном в виде жил в пироксенитах и пироксен-роговообманковых и оливин-пироксен-роговообманковых битовнитовых габбро. Они образуют две разновозрастные и пространственно обособленные серии: относительно обогащенную калием серию кварцевый анортозит-малокальиновый гранит и практически бескальиновую лейкодиорит-плагиигранитную.

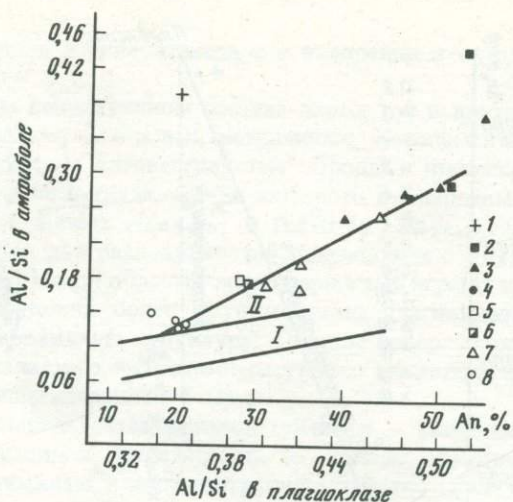


Рис. 3. Диаграмма Al/Si в амфиболе — Al/Si в плагиоклазе  
 1—8 — см. рис. 2. Средние составы минералов из пород магнитогорского (I) и верхнеуральского (II) габбро-гранитоидных комплексов

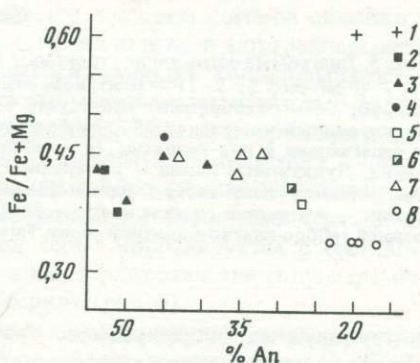


Рис. 4. Соотношение железистости роговой обманки и номера плагиоклаза  
 1—8 см. рис. 2

Породы той и другой серий залегают в виде жил мощностью до 10 м, которые часто образуют систему сближенных тел, располагающихся в виде штокверка или кулисообразно. Породы лейкодиорит-плагиогранитной серии часто образуют эруптивные брекчии, обломки которых представлены пироксенитами (около 80% общего числа обломков) и габброидами. В жилах, относящихся к серии кварцевый анортозит-гранит, эруптивные брекчии отмечаются реже.

Лейкодиориты и особенно часто плагиограниты дают четкие зоны закалки в контакте с пироксенитами, тогда как породы анортозит-гранитной серии обычно не образуют закаленных контактов, что, по-видимому, свидетельствует о меньшем возрастном разрыве последних с гипербазит-габбро-вой ассоциацией. В целом же следует заметить, что в отличие от анортозитов Черноисточинского массива, кыплымские гранитоиды не обнаруживают какой-либо связи с вмещающими породами, во всех случаях отчетливо

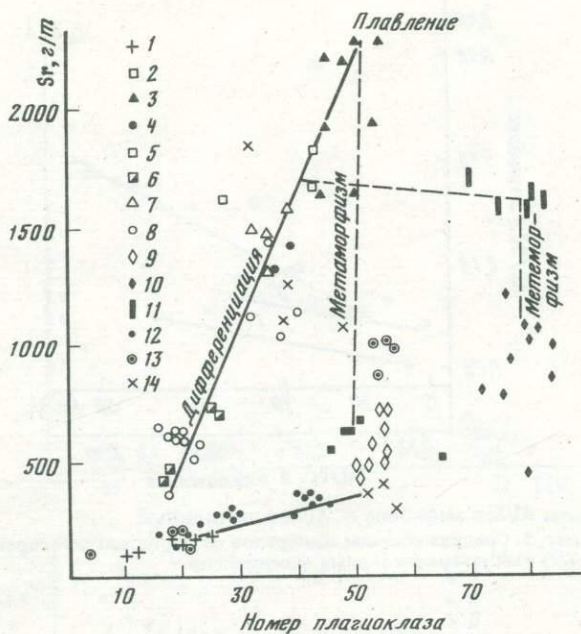


Рис. 5. Диаграмма содержание стронция в породе—номер плагиоклаза

1—8 см. рис. 2; 9—11 — Платиноносный пояс: 9 — габбронорит; 10 — битовнитовое габбро; 11 — "габбровый" анортозит; 12—14 — Хабаровинский массив: 12 — габбро-гранитоидный комплекс; 13 — габбро дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса и залегающие в них граниты; 14 — габбро-монцит-сиенитовая нефелинсодержащая серия. Пунктирные линии — изменение состава в процессе обособления анортозитов при метаморфизме габбро Черноисточинского и Кытлынского массивов. Сплошные линии — изменение состава в анортозит (лейкодиорит)-гранитоидных сериях (1) и в ранней габбро-плагиогранитной серии Тагильского массива (17) [9]

интродуируя их. Формирование гранитоидов отделено от габбро эпохой высокотемпературного метаморфизма и деформаций, так как они пересекают гнейсовидность габбро и ранние "габбровые" анортозиты, обособившиеся в результате метаморфизма габброидов.

В большинстве гранитоидных жил четко выражено фазовое строение: кварцевые анортозиты и лейкодиориты пересекаются соответственно гранитами и плагиогранитами, а последние — аплитами. Сложнее решается вопрос о возрастных соотношениях анортозит-гранитной и лейкодиорит-плагиогранитной серий. Ряд косвенных фактов свидетельствует о более молодом возрасте бескальевой серии: 1) в полимиктовых эруптивных брекчиях с плагиогранитным цементом обнаружены ксенолиты калиевых кварцевых анортозитов; 2) породы анортозит-гранитной серии обычно в той или иной мере рассланцованы, тогда как лейкодиориты и плагиограниты большей частью имеют массивную текстуру; 3) обычное наличие полимиктовых эруптивных брекчий в плагиогранитах, закаленных контактов с пироксенитами и отсутствие или редкость этих явлений в породах анортозит-гранитной серии свидетельствуют о большем временном отрыве пер-

вых от габброидов и гипербазитов и о внедрении в холодные консолидированные породы.

При близком вещественном составе пород той и другой гранитоидных серий они обладают и четкими различиями. Кытлымские гранитоиды — это преимущественно среднезернистые породы с идиоморфными зональными зернами плагиоклаза, состав которого в кварцевых анортозитах и лейкодиоритах отвечает  $An_{45-30}$ , в гранитах  $An_{20-15}$ . Среди плагиогранитов выделяется две разновидности: андезиновые с  $An_{35-30}$  и олигоклазовые с  $An_{25-15}$ . Кварц образует мелкозернистый агрегат гранулированных зерен, цементирующий более крупные зерна плагиоклаза, что сообщает породам порфиоровидную структуру. Породы содержат переменное количество малотитанистого низкотемпературного магнетита, заметно большее в лейкодиорит-плагиогранитной серии.

Очень характерен состав роговой обманки — сквозного фемического минерала гранитоидов. Железистость ее связана обратной зависимостью с номером плагиоклаза и в плагиогранитах заметно ниже, чем в лейкодиоритах или анортозитах. Такая зависимость в общем случае не характерна для большинства гранитоидных серий и может быть обусловлена формированием более кремнекислых пород при пониженной температуре и постоянной или возрастающей фугитивности кислорода по сравнению с разностями повышенной основности. В целом особенности состава роговой обманки в совокупности с наличием малотитанистого магнетита, в котором сосредоточено 60–70% всего железа, находящегося в породах, свидетельствуют о принадлежности гранитоидов Кытлымского массива к магнетитовой феррофации [10] и о формировании наблюдаемого парагенезиса пород при повышенном кислородном потенциале, что находится в соответствии с широким развитием магнетита во вмещающих габбро и клинопироксенитах, в которых он местами образует рудные скопления. Глиноземистость роговой обманки в породах той и другой серии коррелируется с составом плагиоклаза и по абсолютной величине превосходит значение этого параметра в гипабиссальных габбро-гранитных сериях (рис. 3).

В небольшом количестве в кварцевых анортозитах и лейкодиоритах отмечается диопсид, а в гранитах — биотит, обычно вместе с роговой обманкой.

Калиевый полевой шпат, представленный низким ортоклазом или неясно решетчатым микроклином, характерен только для пород анортозит-гранитной серии. Обычно он вместе с кварцем образует мелкозернистый агрегат, цементирующий идиоморфные зерна плагиоклаза. В породах с низким содержанием калия он отмечается только в виде антипертитов в плагиоклазе. Содержание калиевой фазы в этом случае не превышает 5–10%. Наличие антипертитов, свойственных, как известно, породам гранулитовой фации, свидетельствует о первично высокотемпературных условиях формирования пород. В калишпатсодержащих породах всегда развивается тонкий мирмекит, характерный для мезоабиссальных образований. Микропегматитовые сростания в гранитоидах отсутствуют.

Типичными аксессуарными минералами пород являются сфен и апатит. Полевые шпаты в анортозитах часто цеолитизированы, в бескварцевых разностях обычен анальцит. Средние химические составы гранитоидов приведены в табл. 1. Каждая серия является статистически дискретной, бимо-

дальной. Одну породную группу составляют кварцевые анортозиты или лейкодиориты ( $\text{SiO}_2$ —56—62%), другую — граниты ( $\text{SiO}_2$  — 72—76%). Промежуточные по кремнекислотности породы пользуются подчиненным развитием (см. рис. 2).

Так же, как и породы Черноисточинского массива, гранитоиды Кытлымского массива характеризуются высоким содержанием стронция (см. табл. 2, рис. 5). При этом обе гранитоидные серии Кытлымского массива и анортозитовая серия Черноисточинского массива образуют единый тренд изменения содержания этого элемента в зависимости от номера плагиоклаза.

*Генезис и условия формирования* анортозит-гранитоидной ассоциации Платиноносного пояса могут быть рассмотрены в рамках двух альтернативных моделей, одна из которых предполагает образование ее в результате магматической дифференциации габбровой магмы, а вторая — в результате метаморфизма габброидов, плавления и последующей магматической дифференциации обособившейся палингенной анортозитовой и кварцанортозитовой магмы. Изложенные выше особенности геологического положения гранитоидов, их вещественного состава, четкая приуроченность к зонам сложного и многоступенчатого метаморфизма заставляют отдать предпочтение метаморфогенной модели образования анортозит-гранитоидных серий.

В результате метаморфической дифференциации габбро обособляется существенно плагиоклазовая (анортозитовая) лейкосома. По составу минеральных фаз она близка к габброидам, в частности, содержит одинаковый с ними плагиоклаз  $An_{70-85}$ , но, естественно, отличается химическим составом и содержанием ряда рассеянных элементов, в первую очередь стронция, который концентрируется в богатых плагиоклазом породах (рис. 5). На прогрессивной стадии метаморфизма, отвечающего, по-видимому, температурному режиму гранулитовой фации, происходит плавление таких анортозитовых участков, являющихся источником анортозитовой (или кварцанортозитовой, лейкодиоритовой) магмы, которая, в свою очередь, эволюционирует в сторону обогащения кремнеземом и дает наблюдаемую серию гранитоидов. Состав плагиоклаза в анортозитах и кварцевых анортозитах ( $An_{40-50}$ ), являющихся начальными членами гранитоидных серий, отвечает составу плагиоклазовой жидкости, находящейся в равновесии с  $An_{70-80}$  — наиболее распространенным плагиоклазом "габброидных", метаморфических анортозитов в Кытлымском массиве. Следовательно, можно предположить, что андезин-лабрадоровые анортозиты являются продуктами частичного плавления битовнитовых габбро и связанных с ними анортозитов. В черноисточинском массиве состав плагиоклаза в мигматитовой лейкосоме и в магматических анортозитах одинаков —  $An_{50}$ , следовательно, последние представляют собой продукты полного или почти полного плавления. Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что температура плавления превышала  $1000^\circ$ .

Особенности химического и минерального состава анортозит-гранитоидной последовательности пород хорошо объясняются фракционной кристаллизацией исходной анортозитовой или кварцанортозитовой магмы. Описанные выше серии обладают многими стандартными особенностями. Параллельно с ростом содержания кремнезема в продах уменьшается основность плагиоклаза и количество феррических минералов (уменьшаются концент-

рации кальция, магния, железа — см. рис. 2, б). Калий ведет себя в разных сериях по-разному (см. рис. 2, а). Изокалиевый тренд обусловлен высокотемпературными условиями магматической кристаллизации при низкой концентрации калия, когда растворимость его в плагиоклазе превышает концентрацию этого элемента в расплаве; в случае более высокого содержания калия он накапливается в остаточном расплаве.

Схематически изложенная выше модель изображена на рис. 5, на котором отчетливо видно, что соотношение рассматриваемых серий с габброидами резко отлично по сравнению с обычными дифференциационными сериями, что может служить подтверждением самой модели.

Реставрация условий магматической кристаллизации затруднена тем, что первичные высокотемпературные парагенезисы в породах не сохранились (за исключением антипертитовых плагиоклазов). Однако и современный облик пород, особенности их минерального состава и структуры (наличие мирмекита, отсутствие микропегматита, высокая глиноземистость роговой обманки) свидетельствуют о мезоабиссальных условиях их формирования. Верхний предел по давлению определяется в 3—4 кбар по догранитному парагенезису оливин-анортит (и диопсид-анортит) во вмещающих габбро, а нижний — в 1—1,5 кбар по отсутствию микропегматита [8].

Заканчивая описание гранитоидного магматизма в Платиноносном поясе, следует обратить внимание на элементы антидромности в его развитии, которые выражаются в смене обогащенных калием серий натровыми, понижении железистости роговой обманки в более молодых породах. По этому признаку гранитоидный магматизм Платиноносного пояса отличается от строго гомодромных серий эвгеосинклинальной зоны. Следует также упомянуть о высоком содержании стронция в габбро и гранитоидах Платиноносного пояса, заметно превышающем содержание этого элемента в более молодых (силурийских) породах габбро-гранитоидных серий, развиты в эвгеосинклинальной зоне восточнее [9], а также на другие особенности состава, свидетельствующие о повышенной щелочности — развитие анальцима, цеолитов. Все эти особенности могут быть объяснены формированием гипербазит-габбровых массивов Платиноносного пояса и ассоциированных с ними гранитоидов в процессе деструкции земной коры при рифтогенезе преимущественно ордовикского возраста, предшествующем образованию Уральской эвгеосинклинали.

#### ГАРЦБУРГИТ-ГАББРОВАЯ (АЛЬПИНОТИПНАЯ) ФОРМАЦИЯ

Типичным представителем этой формации является Хабарнинский массив (Южный Урал), петрологическая характеристика которого дана в ряде работ последних лет [1]. В массиве выделяется три главных комплекса: 1) гарцбургитовый, 2) дунит-пироксенит-габбровый, 3) габбро-гранитоидный.

Кратко рассмотрим гранитоидный магматизм в каждом из этих комплексов.

В гарцбургитах отмечаются дайки и небольшие кольцевые интрузивы пород повышенной щелочности, представленных щелочными габбро, нефелинсодержащими монгонитами и сиенитами, монцонитами, кварцевыми габбро, кварцевыми монцонитами, граносиенитами, гранитами. Нефелин-

Таблица 3

Средние химические составы щелочных пород и гранитоидов Хабаровинского массива

Компоненты	1 (3)	2 (3)	3 (4)	4
SiO <sub>2</sub>	47,39	55,31	58,15	43,28
TiO <sub>2</sub>	0,79	0,67	0,61	0,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,33	16,49	16,24	23,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,64	1,98	0,88	2,51
FeO	8,26	2,42	1,71	4,50
MnO	0,13	0,11	0,08	0,08
MgO	14,11	6,75	4,78	5,65
CaO	13,83	8,05	5,17	12,64
Na <sub>2</sub> O	1,31	2,84	1,81	1,56
K <sub>2</sub> O	1,35	2,47	7,68	0,91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,33	0,43	0,05
П.п.п.	2,49	2,16	2,08	3,83
Σ	99,80	99,59	99,65	99,03

Примечание. 1-3 — нефелинсодержащая серия: 1 — габбро, 2 — монзонит, 3 — сиенит; 4-6 — кварцсодержащая серия: 4 — пегматоидное габбро, 5 — кварцсодержащий сиенит, 6 — гранит; 7-10 — габбро-гранитоидный комплекс: 7 — кварцсодержащий габбро-диабаз, 8 — автолиты в плагиогранодиоритах, 9 — плагиогранодиорит, 10 — плагиогранит.

и кварцсодержащие породы образуют отдельные тела. Приводим описание двух таких тел.

Примером нефелинсодержащей серии могут служить обнаженные в 1 км западнее пос. Горюн тела щелочных пород. Наиболее крупное из них представлено меланократовым щелочным габбро, состоящим из порфировидных (до 2-3 см) идиоморфных зерен крайне маложелезистой ( $f = 0,1$ ) роговой обманки, которые сцементированы мелко-среднезернистым агрегатом зерен флогопита ( $f = 0,15-0,2$ ), диопсида, роговой обманки, лабрадора An<sub>50-60</sub>, ортоклаза, анальцима и нефелина, обычно замещенного шпреуштейном. Главный рудный минерал — пирротин (не менее 2-3%), акцессорные — сфен и апатит. Структура породы характеризуется четким идиоморфизмом всех темноцветных минералов, общее количество которых превышает 80%. Ортоклаз представлен чисто калиевой разностью.

По химическому составу это богатые кальцием и магнием породы с нормативным оливином и довольно высоким содержанием K<sub>2</sub>O (см. табл. 3).

В габбро и вмещающих его гарцбургитах наблюдается серия даёк, сложенных монзонитами, нефелинсодержащими монзонитами и нефелинсодержащими сиенитами. В небольших по размеру телах и в эндоконтактах породы представлены порфировыми разностями с плагиоклазом An<sub>40-50</sub> во вкрапленниках. Большая часть пород имеет мелко- и среднезернистую структуру. Главные минералы: плагиоклаз An<sub>40-50</sub>, чисто калиевый ортоклаз, тремолит с железистостью 0,1. Нефелин отмечается в небольших количествах (до 5%), обычно находится в тонких сростаниях с ортоклазом.

	5 (2)	6	7 (13)	8 (6)	9 (4)	10 (7)
	57,58	71,32	52,39	62,24	68,64	71,46
	0,37	0,13	0,60	0,76	0,58	0,39
	21,51	14,14	15,96	15,18	14,21	13,10
	2,21	0,70	1,80	2,51	2,52	1,96
	2,20	1,20	5,90	4,44	2,68	2,88
	0,06	0,03	0,14	0,11	0,03	0,04
	1,67	0,30	8,33	2,59	0,94	0,70
	4,94	2,47	8,98	4,56	3,28	2,32
	3,56	4,38	2,72	3,89	4,75	5,22
	1,93	1,88	0,36	0,37	0,30	0,33
	0,28	0,01	0,10	0,13	0,13	0,07
	2,93	2,54	2,80	2,26	1,33	1,08
	99,24	99,10	100,00	99,04	99,39	99,55

Несколько шире распространены анальцит и особенно цеолиты, замещающие полевые шпаты и нефелин. Характерно большое количество сфена и апатита, рудный минерал — магнетит. Нефелинсодержащие сиениты отличаются от монцонитов меньшим содержанием тремолита и плагиоклаза и его пониженной основностью. Обращает на себя внимание высокое содержание CaO и K<sub>2</sub>O в породах и их низкая железистость. Породы отличаются высоким содержанием Rb и Sr (см. табл. 2, рис. 5).

Таким образом, рассмотренные породы обладают общими и своеобразными особенностями минерального и химического состава: 1) предельно низкой железистостью фемических минералов и низкой общей железистостью; 2) предельно калиевым составом ортоклаза; 3) высоким содержанием CaO и MgO при сравнительно высокой концентрации щелочей. Эти особенности состава характерны для щелочных базальтоидов и их производных.

Примером кварцсодержащей серии может служить небольшой кольцевой интрузив, обнаженный в северной части массива. Он залегает в серпентинизированных гарцбургитах, которые образуют крупный овальный ксенолит (останец) в центральной части интрузива. Гарцбургиты в контакте интенсивно серпентинизированы, оталькованы и карбонатизированы, местами окварцованы. Интрузив сложен преимущественно пегматидными роговообманковыми кварцевыми габбро (см. табл. 3), содержащими серповидные тела среднезернистого амфиболового габбро, которые прорываются жилами пегматоидного.

Габброиды рассеяны радиальными жилами кварцевых монцонитов,

кварцевых сиенитов и гранитов мощностью до 5 м, характерно высокое содержание Sr, а в кварцевых сиенитах и гранитах — и Rb (см. табл. 2).

Рассмотренные породы повышенной щелочности не встречаются за пределами гарцбургитов, что позволяет предполагать их более древний возраст по сравнению с породами дунит-пироксенит-габбрового комплекса.

Гранитоиды в составе *дунит-пироксенит-габбрового комплекса* представлены маломощными жилами, обнаруживающими четкую приуроченность к зонам амфиболитового метаморфизма среди габбро. Состав их варьирует в зависимости от габбрового. Так, в ранних битовнитовых бескальциевых габбро этого комплекса гранитоиды представлены разностями типа кварцевых анортозитов и плагиогранитов, обычно целиком альбитизированными. В богатых калием ортоклазовых габбро-норитах в зонах амфиболитизации развиты жилы олигоклаз-андезиновых кварцевых анортозитов и микроклиновых пегматоидных гранат-турмалиновых и биотитовых гранитов. Местами эти породы образуют мигматитовую лейкосому. По-видимому, способ образования пород подобен описанному выше для анортозит-гранитоидной серии Платиноносного пояса.

Породы *габбро-гранитоидного* комплекса залегают в западном и восточном экзоконтактах массива. Они представлены серией кварцевый габбро-диабаз — кварцевый диорит — плагиогранодиорит — плагиогранит. В восточной части массива преобладают кварцевые роговообманковые габбро-диабазы, которые содержат участки и жилы гранитоидов с четкими взаимоотношениями, свидетельствующими о гомодромном порядке формирования пород. Состав гранитоидов варьирует от роговообманкового кварцевого диорита с зональным плагиоклазом  $Ab_{60-20}$  до роговообманкового андезин-олигоклазового плагиогранита. Широким развитием пользуются послегранитные диабазовые и фельзитовые дайки, образующие несколько поколений жил.

В восточном эндоконтакте массива среди габбро-диабазов и диабазов гранитоиды обособляются в виде сравнительно крупных тел. Одно из них, расположенное к северу от пос. Хабарный, сложено, в основном, плагиогранодиоритами и прорывающими их плагиогранитами. Породы содержат многочисленные автолиты тонкозернистых кварцевых диоритов и гранодиоритов и прорваны дайками, образующими следующую серию: сферолитовый плагиогранит-порфир — кварцевый диабаз — фельзитовый плагиогранит-порфир — кварцевый диабаз.

Плагиогранодиориты — это среднезернистые породы, состоящие из идиоморфных зерен зонального плагиоклаза  $Ab_{40-20}$ , хлоритизированной роговой обманки, клинопироксена и кварца, часто образующего микропегматитовые срастания с альбит-олигоклазом. Акцессорные — сфен, апатит, магнетит. Среди плагиогранитов преобладают роговообманковые микропегматитовые разности. Наиболее распространенной породой автолитов являются офитовые кварцевые диориты, близкие по вещественному составу и структуре к жильным диабазам, состоящие из роговой обманки, орто- и клинопироксена, плагиоклаза  $An_{50-20}$  и кварца (табл. 3).

Особенности вещественного состава пород габбро-плагиогранитной серии Хабарнинского массива и низкое содержание в них Rb и Sr (см. табл. 2, рис. 6) свидетельствуют о принадлежности этой серии к раннегеосинкли-

нальным известково-натровым образованиям, производным от океанических толеитов.

Завершая краткий обзор гранитоидного магматизма в Хабаровинском массиве, следует обратить внимание на то, что как и в Платиноносном поясе, известково-натровая габбро-плагиогранитная серия, по-видимому, является более поздним образованием по сравнению с теми гранитоидами, которые залегают среди пород гипербазит-габбровых комплексов, и закономерно отличается от них вещественным составом, в частности, пониженным содержанием калия.

Более того, особенности химического состава габбро-норитов Хабаровинского массива, в частности, высокое содержание в них  $K_2O$ , достигающее 2–3% [1], и Sr (см. табл. 2, рис. 5), превышающее его содержание в габбро-норитах Платиноносного комплекса, могут свидетельствовать о принадлежности этих пород (а значит, и всего дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса) к субплатформенным образованиям. Наряду с развитием в гарцбургитах интрузивных тел щелочных габбро, монцонитоидов и нефелиновых сиенитов эти данные указывают на то, что формирование и гарцбургитового, и дунит-клинопироксенит-габбрового комплексов завершилось в субплатформенных условиях, которые сложились в догеосинклинальную эпоху.

## ВЫВОДЫ

1. Гипербазит-габбровые массивы Урала сопровождаются разнообразным по составу и генетической принадлежности гранитоидным магматизмом.

2. Наиболее важной особенностью вещественного состава гранитоидов, ассоциированных с гипербазит-габбровыми комплексами, отличающими их от всех других типов, является лейкократовость, анортозитовый уклон ранних членов серий. В массивах Платиноносного пояса они характеризуются высоким содержанием стронция и этим резко отличаются от гранитоидов, описанных в типичных офиолитовых комплексах мира: Троодос, штат Орегон и др.

Специфичность геологического положения и вещественного состава позволяет выделить особый анортозит-гранитоидный формационный тип, который обязан своим образованием, по-видимому, высокотемпературному палингенезу габброидов в условиях мезоабиссальной фации глубинности. Можно предполагать, что его немногочисленные фанерозойские представители демонстрируют модель мощного процесса анортозитообразования, имевшего место на ранних стадиях развития Земли при существенно базитовом составе коры.

3. Наблюдаются определенные черты сходства в составе и последовательности развития продуктов гранитоидного магматизма в рамках Платиноносной дунит-клинопироксенит-габбровой и альпинотипной гарцбургит-габбровой формаций. В той и другой формации отмечаются калиевые разности гранитоидов, породы с признаками повышенной щелочности, образование которых предшествует во времени раннегеосинклинальным известково-натровым габбро-гранитоидным сериям.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Варлаков А.С.* Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 238 с.
2. *Ефимов А.А., Ефимова Л.П.* Кытлымский платиноносный массив. М.; Недра, 1967. 336 с.
3. *Изох Э.П.* и др. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Новосибирск.: Наука, 1975. 516 с.
4. *Каретин Ю.С.* Геологические аспекты метаморфизма в зоне Платиноносного пояса. — В кн.: Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1976, вып. 127, с. 66–72.
5. *Минкин Л.М., Яковлева О.М.* Новые данные об амфиболитах Платиноносного пояса. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, т. 5., с. 107–120.
6. *Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечеухин В.М.* и др. Тектоника Урала: (Объясн. зап. к тектон. карте Урала масштаба 1 : 1 000 000). М.: Наука, 1977.
7. *Ферштатер Г.Б.* О двух главных генетических типах габбро. — ДАН СССР, 1979, т. 246, № 4.
8. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.* Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 287 с.
9. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Малахова Л.В.* и др. Стронций и рубидий в различных типах габбро-гранитоидных и гранитоидных серий. — Геохимия, 1980, № 1.
10. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Чашухина В.А.* Феррофации гранитоидов. — Геохимия, 1978, № 2, с. 147–159.

УДК 560.40:552.1.3

*Н.П. Ермолаев, А.Н. Пегов, О.П. Соборов*

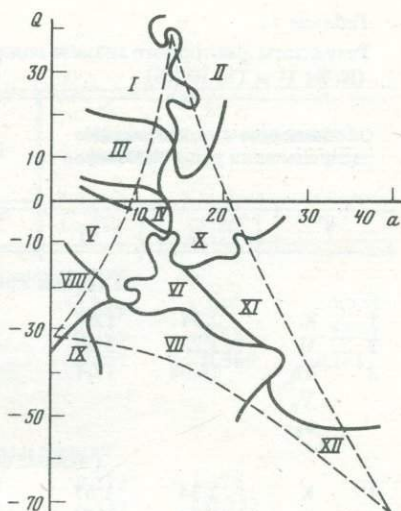
### РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ—ИНДИКАТОРЫ КОРОВОГО ИЛИ МАНТИЙНОГО ГЕНЕЗИСА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Современный уровень радиогеохимических знаний, развившихся на базе представлений В.И. Вернадского о геохимических циклах вещества земной коры, позволяет особо выделить индикаторную роль естественных радиоактивных элементов. Уран, торий и калий могут быть широко использованы при исследовании процессов генерации магм в различных физико-химических обстановках, отвечающих реальным геологическим условиям. В основе такого подхода лежат сведения о возникновении в магматических расплавах прочных связей урана и тория с силикатными радикалами [9, 3], благодаря чему эти элементы практически не отторгаются от магм вплоть до момента их затвердевания и, следовательно, могут служить индикаторами направленности процессов кристаллизационной дифференциации.

Наложение количественных радиогеохимических данных на петрохимические диаграммы по А.Н. Заварицкому позволяет установить формальные связи между радиоактивностью и изменением параметров  $Q$  и  $a$ . Напомним, что "кремнекислотность" ( $Q$ ) отражает выделение таких минералов, как кварц, оливин, нефелин. Величина "щелочности" ( $a$ ) — критерий образования щелочных полевых шпатов, фельдшпатоидов, слюд, щелочных амфиболов. Очевидно, выбранные петрохимические параметры не характеризуют всех особенностей состава горной породы. Тем не менее их исполь-

Рис. 1. Расположение главных петрохимических типов магматических пород в координатах  $a'$  и  $Q'$  параметров А.Н. Заварицкого

I – граниты и гранодиориты; II – щелочные граниты и граносиениты; III – диориты, андезиты; IV – габбро-диориты и андезито-базальты; V – габбро, базальты; VI – щелочные габброиды и базальтоиды, содержащие полевой шпат; VII – бесполовошпатовые щелочные базальтоиды; VIII – ультраосновные известково-щелочные породы (кимберлиты); X – щелочноземельные и щелочные сиениты и монзониты; XI – нефелиновые сиениты, фонолиты; XII – ультращелочные породы (уртиты). Границы петрохимических полей проведены по факту (по 146 исследованным пробам). Пунктирные линии треугольника – средние значения параметров  $a$  и  $Q$  по Дели. Левая сторона треугольника – известково-щелочные породы "боуэновского ряда" (дуниты-граниты); правая сторона – агпайтовые породы; нижняя сторона – бесполовошпатовая серия



зование позволяет в первом приближении наметить главные семейства магматических пород в плоской системе координат (рис. 1), а нагрузка этой диаграммы содержаниями радиоэлементов – выявить главные тенденции их изменения в магматических системах [3].

Разработанная радиогеохимическая модель базируется на 146 пробах из различных районов земного шара, измеренных в стандартных условиях методом низкофоновой гамма-спектрометрии. Результаты анализов согласованы с данными измерений международных геохимических стандартов [10]. Кварц-полевощпатовые породы, пересыщенные кремнекислотой, известково-щелочные породы среднего состава и переходного от среднего к основному, а также щелочные породы среднего-основного состава и ультращелочные породы получены для исследования от А.С. Павленко и В.И. Герасимовского из регионов Центральной Монголии, Казахстана, Армении, Кольской провинции, Восточно-Африканского рифта и Гренландии. Известково-щелочные породы основного состава и ультраосновные бесполовошпатовые породы из Срединно-океанического хребта Индийского океана представлены Л.В. Дмитриевым и из Гвинеи В.П. Волковым. Распределение радиоэлементов в изученных нами 12 петрохимических типах пород (по классификации А.Н. Заварицкого) охарактеризовано ранее [3]. В предлагаемой работе методами факторного и корреляционного анализа исследована изменчивость содержаний естественных радиоактивных элементов в этих породах в зависимости от характера эволюции магматической системы.

Замена анализируемых переменных (концентраций радиоэлементов) характеристиками их изменчивости (факторами) проводится с помощью факторного отображения. Инструмент такого преобразования – метод главных компонент [7, 11]. Если исходные содержания считать координатами в трехмерном пространстве, то каждой из совокупности (горной породе) соответствует точка в этом пространстве. Все исходные данные

Таблица 1

Результаты факторного анализа содержаний естественных радиоактивных элементов (К, %; U и Th,  $10^{-4}\%$ )

Обобщающие характеристики распределения радиоэлементов			Корреляционная матрица			Коэффициенты факторного отображения		
$j$	$\bar{x}_j$	$\sigma_j$	$r_{1j}$	$r_{2j}$	$r_{3j}$	$a_{j1}$	$a_{j2}$	
Главные компоненты содержаний								
1	K	2,34	1,67	1,000	0,500	0,588	0,766	0,642
2	U	3,23	3,94	0,500	1,000	0,883	0,919	-0,329
3	Th	16,04	17,47	0,588	0,883	1,000	0,949	-0,202
	$V_f$						2,329	0,561
	$\delta_f$						78	19
Главные факторы содержаний								
1	K	2,34	1,67	0,995	0,500	0,588	0,769	0,635
2	U	3,23	3,94	0,500	0,960	0,883	0,905	-0,318
3	Th	16,04	17,47	0,588	0,883	0,990	0,948	-0,213
	$V_f$						2,309	0,549
	$\delta_f$						78	19
Главные факторы логарифмов содержаний								
1	K	0,224	1,647	0,995	0,796	0,902	0,944	0,313
2	U	0,531	1,375	0,796	0,960	0,900	0,930	-0,293
3	Th	3,228	1,651	0,902	0,900	0,990	0,979	-0,024
	$V_f$						2,715	0,184
	$\delta_f$						92	6
Главные компоненты средних по классам содержаний								
1	K	2,25	1,26	1,000	0,692	0,697	0,860	0,505
2	U	3,13	2,10	0,692	1,000	0,901	0,946	-0,274
3	Th	16,03	10,82	0,697	0,901	1,000	0,948	-0,219
	$V_f$						2,533	0,378
	$\delta_f$						84	13

образуют "облако точек", которое благодаря корреляции вытянуто в некотором направлении. Форму облака возможно описать эллипсоидом. Тогда первый фактор будет координатой, откладываемой вдоль его наибольшей оси. Ось второго фактора нормальна к оси первого и дает наибольшую из возможных длину поперечного сечения эллипсоида. Коэффициенты факторного отображения — это проекции главных осей эллипсоида на оси содержаний. Первый фактор дает наибольший вклад в суммарную изменчивость исходных концентраций; второй — наибольший вклад в изменчивость, оставшуюся от первого.

Для выполнения расчетов использовалась программа на языке команд ЭВМ "Минск-22". Выполнено четыре варианта факторного анализа содержаний U, Th и K. Результаты приведены в табл. 1. Здесь  $j$  — номер элемента-индикатора;  $\bar{x}_j$  — среднее значение концентрации для всех образцов;

$a_{js}$	Остаточное отклонение, сумма вклада факторов в общую изменчивость содержаний, нефакторизованная дисперсия			Коэффициенты для расчета факторов		
	$U_j$	$\Sigma a_{jt}^2$	$\Delta$	$b_{1j}$	$b_{2j}$	$b_{3j}$
Главные компоненты содержаний						
-0,032	-	-	-	0,329	1,144	-0,299
-0,214	-	-	-	0,395	-0,586	-2,001
0,243	-	-	-	0,407	-0,360	2,271
0,107						
3						
Главные факторы содержаний						
-	0,071	0,995	0,000	0,327	1,178	
-	0,283	0,920	0,040	0,342	-0,422	
-	0,236	0,944	0,046	0,463	-0,553	
	0,141	2,859	0,086			
		97	3			
Главные факторы логарифмов содержаний						
-	0,105	0,989	0,006	0,374	1,952	
-	0,222	0,951	0,009	0,374	-1,275	
-	0,202	0,959	0,031	0,310	-0,650	
	0,101	2,899	0,046			
		98	2			
Главные компоненты средних по классам содержаний						
-0,073	-	-	-	0,340	1,336	-0,820
-0,173	-	-	-	0,373	-1,725	-1,944
0,231	-	-	-	0,374	-0,579	2,596
0,089						
3						

$\sigma_j$  — среднее квадратичное отклонение;  $r_{jk}$  — коэффициенты корреляции исходных содержаний между собой;  $a_{jt}$  — коэффициент факторного отбражения для  $t$ -го фактора;  $U_j$  — остаточное среднее квадратичное отклонение;  $V_t = \sum_j a_{jt}^2$  — вклад  $t$ -го фактора в общую изменчивость содержаний;

$\delta_t$  — то же в процентах;  $\Delta$  — нефакторизованная дисперсия;  $b_{ti}$  — коэффициенты для расчета факторов, определяемые по  $a_{jt}$ . Как видно из табл. 1, первый фактор отражает около 80% изменчивости содержаний во всех вариантах. На долю двух факторов приходится 97–98% изменчивости. Следовательно, замена содержаний двумя факторами практически не сопровождается потерями информации. Первый фактор по существу является суммой (с весовыми множителями) содержаний всех трех радиоэлементов, а второй фактор — разностью содержаний калия и суммы (с весовыми мно-

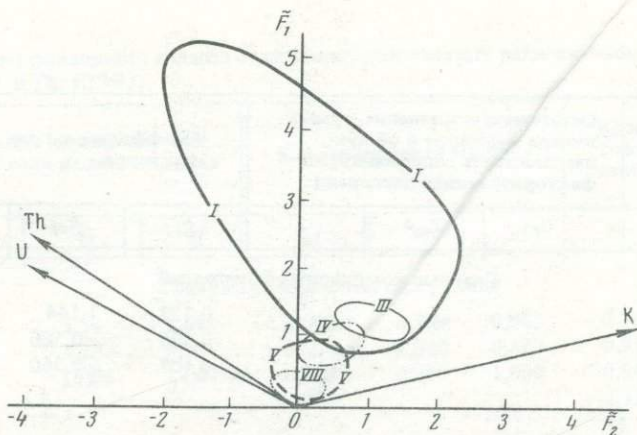


Рис. 2. Главные компоненты средних по классам содержаний естественных радиоактивных элементов в магматических породах известково-щелочного ряда дифференциации. Здесь и далее номера полей даны в соответствии с рис. 1

жителями) содержаний U и Th, т.е. в общей изменчивости содержаний наибольшую роль играет согласная изменчивость всех трех элементов, а затем уже проявляется изменчивость калия обособленно от урана и тория.

На рис. 2–4 осями координат служат главные компоненты средних содержаний радиоактивных элементов по типам пород, причем начало координат смещено в точку, соответствующую нулевым содержаниям. На этих рисунках показаны границы полей рассеяния точек для различных петрохимических типов пород в соответствии с нумерацией, данной к рис. 1.

Наиболее четко в координатах "главных компонент средних содержаний радиоэлементов" прослеживается линия известково-щелочного ряда магматической дифференциации (рис. 2). Обращает на себя внимание, что разброс параметров для поля гранитов значительно больше, чем для других представителей "боуэновского ряда". Факт, тем более заслуживающий внимания, что нормальные по щелочности граниты представлены лишь 13 пробами, тогда как, например, габбро и базальты — 31 пробой. Иначе говоря, главные компоненты средних содержаний для основных пород сгруппированы значительно плотнее, чем для гранитов. Феномен, по-видимому, свидетельствующий о различном механизме формирования этих групп пород. В соответствии с современными представлениями петрологов прародителем для основных пород является первичная магма (вещество верхней мантии), тогда как кислые алюмосиликатные породы — продукт коровой дифференциации. Возникновению гранитного субстрата предшествуют метаморфические и метасоматические процессы, предопределяющие в частности значительное расхождение радиогеохимических характеристик в породах семейства гранитоидов [2]. Появление гранитного расплава, с одной стороны, фиксирует возникшие при метаморфизме соотношения между радиоэлементами. С другой стороны, в появляющийся алюмосиликатный расплав радиоактивные элементы способны экстрагироваться из

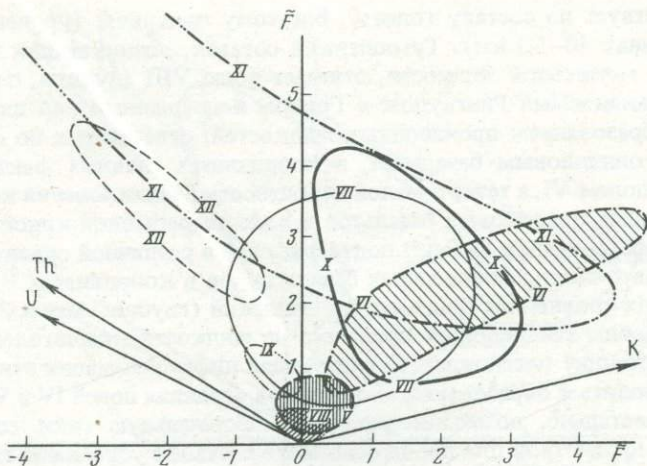


Рис. 3. Главные компоненты средних по классам содержаний естественных радиоактивных элементов для основных и ультраосновных горных пород

Обозначения полей см. рис. 1. Заштриховано — "главная" генетическая линия дифференциации в соответствии с пирилитовой моделью Грина и Рингвуда [16]

окружающих метаморфитов, что предопределяет возникновение горных пород, обогащенных U и Th по сравнению с вмещающими формациями.

Анализ расположения в тех же координатах полей основных, ультраосновных пород и их щелочных аналогов позволяет выделить две генетические линии (рис. 3). Правая ветвь этой диаграммы (дуниты — габброиды — щелочные габброиды), характеризующая высокой изменчивостью калия при умеренной изменчивости U и Th, представляет логический ряд дифференциатов вещества верхней мантии. Поля сиенитов располагаются влево от этой заштрихованной на графике линии, в направлении уменьшения фактора  $\tilde{F}_2$  и ограничиваются в малокалиевой области группой бесполовошпатовых ультраосновных пород. Бесполовошпатовая серия (дуниты—кимберлиты—нефелиниты—уртиты) подчеркивает вторую генетическую линию диаграммы, характеризующую значительной изменчивостью тяжелых радиоэлементов при второстепенной роли изменчивости K. В перекрывающих эти генетические ветви полях сиенитов изменчивость всех трех радионуклидов для сравниваемых петрохимических групп наибольшая.

В соответствии с существующими представлениями ("пирилитовая" модель [1]) магмы пикритового типа, сформировавшиеся на глубинах порядка 100 км, редко достигают поверхности в недифференцированном виде. Процессы дифференциации и обмена с боковыми породами или расплавами в течение длительного геологического времени являются причиной неоднородности в мантии, особенно по содержаниям и соотношениям некогерентных элементов (в частности, исследуемым естественным радиоэлементом). Рассмотрение "пирилитовой" модели позволяет провести сопоставление глубин дифференциации магмы со значениями изменчивости радиоактивных элементов. Так, поле V радиогеохимической диаграммы

соответствует по составу толеиту, богатому оливином (уровень давлений на глубинах 40–50 км). Тугоплавкий остаток, возникающий при формировании толеитовой жидкости, отвечает полю VIII (дуниты, перидотиты).

Предполагаемый Рингвудом и Грином непрерывный ряд дифференциации с образованием производных жидкостей, отвечающих по составу щелочным оливиновым базальтам, в координатах главных факторов представлен полем VI, а тезис о малой вероятности возникновения нефелинитов из щелочных оливиновых базальтов в ходе непрерывной кристаллизационной дифференциации находит подтверждение в различной ориентации полей базанитов и бесполевошпатовых базальтоидов в координатах  $\tilde{F}_1$  и  $\tilde{F}_2$ -факторов. На уровне еще более низких давлений (глубины менее 30 км) магмы способны генерировать производные жидкости кварц-толеитового типа, содержащие плагиоклаз. Последующая дифференциация этих магм может приводить к образованию анортозитов (граница полей IV и V).

Следовательно, возможно установить формальную "связь соотношений  $\tilde{F}_1$  и  $\tilde{F}_2$ -параметров для пород основного состава с условиями глубинности их образования. Правая ветвь диаграммы рис. 3, иллюстрирующая линию дифференциации щелочных оливиновых базальтов и базанитов в сторону трахитов, отражает тенденции понижения температуры в условиях относительно низкого давления. В нижнем левом окончании этой линии — поле оливиновых толеитов, дифференцирующих в сторону кварцевых толеитов. Эта нижняя часть "главной" линии дифференциации отражает условия более высоких температур и давлений, чем для щелочно-базанитовых магм.

Если щелочно-базальтовые и мелилит-нефелиновые магмы в соответствии с "пиролитовой" моделью рассматриваются как дифференциаты мантийных выплавов, то нефелиновые сиениты представляют продукты более поздней дифференциации первичных магм, возникшие в результате селективного плавления пород, рассмотренных ранее. По мнению Л.Н. Когарко [4], группа нефелиновых сиенитов не является единой по происхождению, представляя продукт становления различных магм. Отмечается геологическая связь агапитовых нефелиновых сиенитов как со щелочно-базальтовыми расплавами, так и ультраосновными расплавами, резко недосыщенными кремнекислотой. При формировании нефелиновых сиенитов возможны эволюционные ряды дифференциации от мелилитовых пироксенитов через нефелинсодержащие мелилитовые пироксениты и ийолиты, а также от щелочных габбро через щелочные сиениты. Таким образом, нефелиновые сиениты, занимающие верхнюю часть факторной плоскости (поле XI), формируются в процессах дифференциации магм как левой генетической линии, так и правой. А это, в свою очередь, предопределяет исключительно широкий разброс радиогеохимических характеристик в координатах главных компонент средних содержаний. Если "компактные" поля диаграммы рис. 3 отражают эволюцию непосредственных выплавов мантийного вещества, то "рассредоточенные" поля диаграммы соответствуют продуктам вторичной дифференциации субстрата.

Факторный анализ позволяет сгруппировать сообщества горных пород, возникновение которых обязано коровой эволюции вещества. Поля таких петрохимических типов в  $\tilde{F}_1$  и  $\tilde{F}_2$ -координатах отличаются не только наибольшими абсолютными размерами, но и занимают поперечное положение

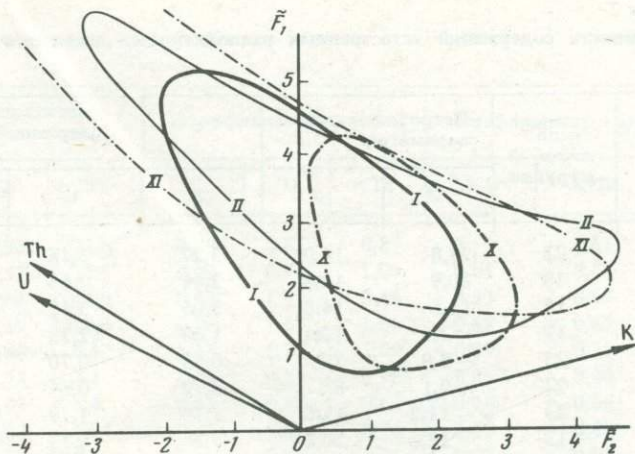


Рис. 4. Главные компоненты средних по классам содержаний естественных радиоактивных элементов для продуктов коровой дифференциации  
 Обозначения полей см. рис. 1

ние относительно радиальных в диаграмме направлений эволюции вещества мантии. Это группы щелочных гранитов-граносиенитов (поле II) и агапитовых нефелиновых сиенитов (поле XI), границы которых на диаграмме рис. 4 приблизительно совпадают. Такого рода наблюдение дает основание полагать, что возникновение щелочных пород агапитового ряда предопределяется сходными процессами, включающими и вторичную дифференциацию выплавки мантийного происхождения, и, вероятно, метасоматическое перераспределение вещества. Во всяком случае выявляемая с помощью радиоактивных индикаторов склонность к рассредоточению некогерентных макро- и микроэлементов позволяет щелочные горные породы в широком интервале значений кремнекислотности рассматривать (как и гранитоиды) в качестве продуктов эволюции магм в условиях верхней земной коры.

Говоря о петрологическом значении статистических диаграмм рис. 2-4, необходимо подчеркнуть, что в наиболее общем случае выявленные тенденции рассредоточения или компоновки радиогеохимических характеристик отражают различия или тождественность физикохимических условий формирования магматогенных пород. Говорить об эволюции единой порции расплава на границе сосуществующих полей, как это имело место, например, для толеитовых и щелочных базальтов, возможно лишь в частных случаях.

Проверка представлений о различных условиях фракционирования радиоактивных элементов может быть выполнена с помощью корреляционного анализа. Для оценки связи изменчивости содержаний радиоэлементов с петрохимическими параметрами  $Q$  и  $a$  А.Н. Заварицкого выделено 17 групп пород с различными значениями этих параметров. В каждую из таких статистических групп вошли породы с  $|Q - Q_0| < 10$  и  $|a - a_0| < 5$  ( $Q_0$  и  $a_0$  — задаваемые для каждой группы числа в соответствии с

Таблица 2

Изменчивость содержаний естественных радиоактивных элементов по группам пород

№ п/п	Число точек в группе	Петрохимические параметры		Содержание		
		$Q$	$a$	K	U	Th
1	22	27,8	14,0	3,27	3,46	25,5
2	18	20,9	14,8	3,41	2,63	21,7
3	15	11,5	14,8	3,06	3,49	17,1
4	19	- 3,2	12,4	1,69	2,33	11,6
5	25	- 5,9	7,7	0,53	0,70	3,8
6	27	- 9,1	8,1	0,72	0,84	4,5
7	23	- 11,2	11,6	1,74	1,79	10,1
8	13	- 12,6	20,1	3,74	5,73	25,7
9	18	- 21,2	3,6	0,53	0,83	3,4
10	24	- 20,1	8,0	1,30	1,64	8,5
11	20	- 20,0	11,3	2,18	2,38	13,1
12	17	- 20,1	22,8	4,00	7,22	32,7
13	23	- 27,6	4,0	0,87	1,72	7,3
14	22	- 28,4	8,9	2,00	2,85	13,2
15	17	- 29,8	24,4	4,17	6,58	32,7
16	13	- 38,9	26,2	3,51	5,72	31,7
17	6	- 44,9	27,3	3,30	4,28	27,2

вариациями значений петрохимических параметров). Некоторые породы вошли в две группы. Для каждой из групп рассчитаны средние содержания естественных радиоактивных элементов, их среднеквадратичные отклонения, коэффициенты вариации, корреляционная матрица содержаний. Эти данные приведены в табл. 2. На рис. 5 показаны изолинии коэффициентов корреляции радиоэлементов в координатах параметров  $Q$  и  $a$ . Несмотря на малое количество точек в группах, снижение коэффициентов корреляции в углах  $a-Q$ -диаграммы статистически достоверно. Отрицательная корреляция ошибок определения содержаний, возможная для использованного в конкретной работе гамма-спектрального метода анализа радиоэлементов, могла бы быть заметной лишь для низкорadioактивных горных пород (дуниты, перидотиты).

Максимальные коэффициенты корреляции по трем сравниваемым парам радиоэлементов отвечают составам пород, близким к составам первичных ("примитивных") магм. В  $a-Q$ -диаграмме этот контакт полей наиболее основных оливиновых базальтов, пикрито-базальтов, гарцбургитов и лерцолитов, оливиновых мелилитов и меланефелинитов. Снижение коэффициентов корреляции в направлении всех других пород (рис. 1 и 5) связано с принципиально различной ролью породообразующего K и радиоактивных элементов-примесей как при становлении расплавов, так и в процессах метасоматического преобразования пород. Корреляция между ураном и торием для большинства петрохимических типов пород изменяется мало, резко снижаясь лишь в гранитизированных комплексах.

Среднеквадратичные отклонения			Коэффициент вариации			Коэффициент корреляции		
K	U	Th	K	U	Th	K-U	K-Th	U-Th
0,96	2,93	22,6	0,29	0,85	0,89	0,15	0,61	0,23
1,11	2,52	23,1	0,33	0,96	1,07	0,04	0,40	0,20
1,45	3,81	14,3	0,47	1,09	0,84	0,33	0,49	0,87
1,45	3,19	12,3	0,86	1,37	1,06	0,68	0,82	0,90
0,61	0,68	4,1	1,15	0,97	1,09	0,87	0,79	0,84
0,77	0,73	4,4	1,07	0,87	0,98	0,88	0,90	0,94
1,16	1,07	6,4	0,67	0,60	0,63	0,90	0,86	0,82
0,99	5,87	18,4	0,26	1,02	0,71	0,40	0,42	0,80
0,82	0,69	4,1	1,55	0,83	1,21	0,55	0,68	0,84
1,10	1,44	7,5	0,85	0,88	0,88	0,38	0,84	0,94
1,19	1,52	8,5	0,55	0,64	0,65	0,81	0,85	0,85
0,85	7,21	25,6	0,21	1,00	0,78	0,28	0,18	0,86
1,00	1,76	8,4	1,15	1,71	1,15	0,75	0,79	0,93
1,30	1,93	8,9	0,64	0,68	0,67	0,66	0,72	0,91
1,12	5,64	20,9	0,27	0,86	0,64	- 0,10	- 0,13	0,87
0,55	4,82	28,8	0,16	0,84	0,91	0,24	0,09	0,88
0,52	2,46	20,4	0,16	0,58	0,75	- 0,54	- 0,36	0,74

В качестве инструмента, позволяющего вскрыть причинные связи в рассредоточении или группировке радиогеохимических параметров магматических пород, может быть применен анализ коэффициентов распределения макроэлементов и радиоактивной микропримеси. Исследования Г. Нагасавы и Г. Вациты, С. Нишимуры, Д. Грина, С.М. Кравченко и И.Г. Берзиной и других показали, что условия выделения той или иной минеральной фазы определяют фракционирование радиоактивных элементов. Максимальные величины коэффициентов распределения тяжелых радиоэлементов в щелочных базальтах имеют место для моноклинного пироксена и на порядок ниже для оливина, тогда как в продуктах щелочноземельных базальтовых магм — максимальные для биотита и на полпорядка ниже для ортопироксена, калишпата и плагиоклаза [13]. Торий-урановое отношение в клинопироксене (авгите) ниже, чем в основной массе базальтов, причем закономерно уменьшается с возрастанием концентрации  $\text{SiO}_2$  в породах в последовательности базальт—андезит—дацит [17].

В ультраосновных породах концентрация U и Th значительно ниже, чем в базальтах, но фракционирование радиоэлементов проявлено не менее четко. Так, концентрации этих индикаторов в перидотитовых включениях Гавайских островов однозначно указывают на преимущественное накопление радиоэлементов в клинопироксене. В ортопироксене концентрация U и Th на порядок ниже, чем в клинопироксене, а в оливине — на два порядка ниже. Исключительная роль клинопироксена в фракционирова-

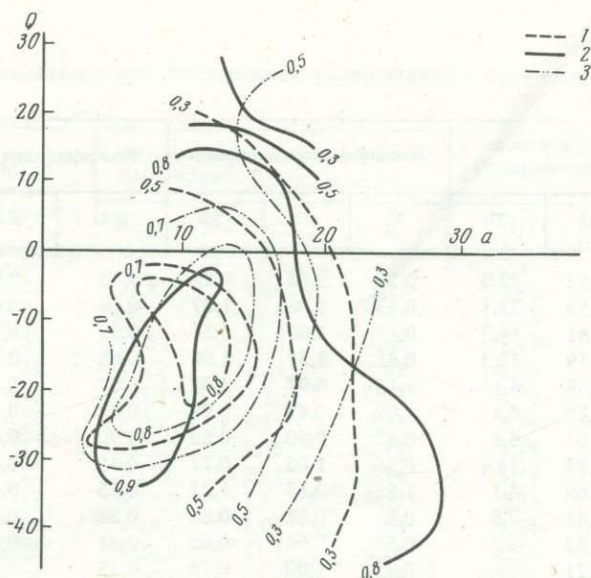


Рис. 5. Коэффициенты корреляции содержаний естественных радиоактивных элементов по группам пород в координатах параметров  $a$  и  $Q$

Изолинии коэффициентов корреляции: 1 — К-У; 2 — У-Th; 3 — К-Th

нии тяжелых радиоэлементов несомненна. Отмечается прямая корреляционная связь между содержанием урана и  $MgO/FeO$ -отношением [18].

Возрастание  $MgO/FeO$ -отношения в ультрабазитах характеризуется уменьшением содержания К в породах [20]. Таким образом, уже первоначальная дифференциация предопределяет различия в геохимической судьбе К, с одной стороны, и У с Th — с другой. В ходе эволюции магматизма расхождения в распределении концентраций этих индикаторов усиливаются. Коэффициент распределения К максимален в полевых шпатах [19]. В клинопироксене, столь важном в геохимической судьбе У и Th, коэффициент распределения К на два порядка ниже, чем в плагиоклазе, а в оливине — на три порядка ниже [14, 16]. Закономерное изменение характера фракционирования К с ростом его концентрации в базальтовых магмах при эволюции магматизма от океанической к платформенной стадии определяется равновесными соотношениями с магмой плагиоклаза, клинопироксена и лейцита [6].

Эксперименты Р. Балтитуда и Д. Грина по плавлению базальтоидов в "сухих" условиях показали, что при повышении давления от 22,5 до 36 кбар в равновесии с расплавом наблюдается смена ассоциации оливин + клинопироксен ассоциацией клинопироксен + гранат. Однако во "влажных" магмах (с содержанием воды до 10%) в интервале давлений 18–22,5 кбар в равновесии с расплавом находится ортопироксен. При этом в указанном диапазоне давлений происходит смена ликвидусных ассоциаций от ортопироксен + оливин + жидкость до ортопироксен + гранат + жидкость. При плавлении пикритового нефелинита в сухих условиях при 27 кбар кристаллизуется клинопироксен, а при 31,5 кбар (при сниже-

нии температуры) ассоциация гранат + клинопироксен. Однако во "влажных" магмах при 18 кбар кристаллизуется клинопироксен, а при 22,5–27 кбар — ортопироксен. Таким образом, в сухих условиях при низких давлениях реальны жидкости, обогащенные  $\text{SiO}_2$  и равновесные с оливином. Нефелинитовые магмы невозможны. При повышении давления от 27 до 36 кбар может происходить (при выделении клинопироксена) понижение концентраций  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$ . Становятся реальными нефелинитовые расплавы, но не мелилитовые (по  $\text{CaO}$ ). Эти составы отвечают условиям возникновения магм на глубинах 130–140 км [12]. В последующих работах [15] экспериментально осуществлен переход от оливиновых базальтов к оливиновым нефелинитам при изменении содержания воды в системе от 2 до 7%.

Цитированные работы позволяют констатировать, что при парциальном плавлении в "сухих" магмах на ликвидусе первым выделяется ортопироксен, а в магмах с водой (на тех же уровнях давления) — клинопироксен. В этом случае, учитывая особую роль клинопироксена как концентратора урана и тория, в магмах "сухих" и "влажных", формирующих соответственно известково-щелочные и щелочные серии пород, объективно возникают условия для фракционирования радиоактивных индикаторов. Аналогичное влияние на фракционирование  $\text{K}$ ,  $\text{U}$  и  $\text{Th}$  (при постоянной влажности) оказывает давление, т.е. глубинность формирования расплава.

Возвращаясь к рис. 3, можно видеть, что центральная нижняя часть диаграммы объединяет продукты дифференциации вещества верхней мантии в условиях наиболее высоких в рассматриваемой системе температур и давлений. Обогащение расплавов водой предопределяет изменение характера фракционирования радиоэлементов с концентрацией  $\text{U}$  и  $\text{Th}$ , главным образом в клинопироксене, а  $\text{K}$  — в жидкости, обогащенной плагиоклазом. Возникают вытянутые разноориентированные поля  $\tilde{F}_1$ - и  $\tilde{F}_2$ -параметров, иллюстрирующие различные условия дифференциации мантийного субстрата. Регулировка составов щелочных пород определяется температурными барьерами и изменениями давления. Во всяком случае для графика (рис. 3) можно говорить о наиболее общей тенденции снижения давления при кристаллизации расплавов: по радиальным направлениям, от поля габбро через щелочные базальты к трахитоидным образованиям и от пикритов через бесполовошпатовые базальтоиды к ийолитам-уртитам и нефелиновым сиенитам. Обширное поле агпайтовых нефелиновых сиенитов отвечает минимальным в рассматриваемой диаграмме температурам и давлениям, характеризующим условия вторичной дифференциации мантийных выплавов в верхних оболочках земной коры.

При рассмотрении соотношения полей гранитоидов различной щелочности (см. рис. 4) коэффициентами распределения радиоэлементов для оценки направленности процессов кристаллизации мы пользоваться не можем. Возникновение гранитов происходит, как правило, в открытых системах [8, 6] при поступлении летучих, кремнезема и щелочных элементов извне, либо при перепаде температур и давлений, предопределяющих изменение активностей сосуществующих компонентов.

Использование факторных и корреляционных диаграмм для приближенного решения некоторых вопросов генезиса пород характеризуется как преимуществами, так и недостатками формально-статистического подхо-

да к проблеме. Оконтуренные замкнутыми кривыми на рис. 2–4 сообщества горных пород могут в значительной мере перекрываться. Анализ этих графиков позволяет математически оценить точность наших интерпретаций и наметить возможные варианты ошибок. Наиболее контрастно по изменчивости содержаний радиоактивных индикаторов различаются продукты мантийной и верхнекоровой дифференциации, а среди глубинных по происхождению пород — щелочно-земельные и щелочные базальты, а также серия бесполовошпатовых пород. Практически не различаются по характеристикам изменчивости радиоэлементов породы среднего и кислого состава. Для этих групп по результатам статистического анализа возможно говорить лишь об их верхнекоровом происхождении.

## ВЫВОДЫ

1. В ходе эволюции расплавов и образования магматогенных пород имеет место фракционирование естественных радиоактивных элементов, объективно подчиняющееся законам распределения макрокомпонентов и микропримеси в системе расплав — твердая фаза или (в открытых системах) при перекристаллизации вещества с участием растворов.

2. Использование естественных радиоактивных элементов в качестве индикаторов позволяет статистическими методами решать обратную задачу: с той или иной степенью приближения оценивать условия генезиса магматических горных пород. Отсюда вытекает возможность широкого гамма-спектрометрического опробования кристаллических пород океана на месте их залегания с целью оценки роли глубинных (мантийных) и коровых явлений в процессах их формирования.

3. Для горных пород, представляющих продукты непосредственной кристаллизации "первичных" магм, зарожденных в верхней мантии, и продуктов их первичной дифференциации изменчивость концентраций радиоактивных элементов наименьшая; корреляция между парами этих индикаторов наиболее высокая.

4. В зависимости от внешних условий дифференциации магм основного состава ориентация характеристик изменчивости радиоактивных индикаторов на факторной плоскости различается: в сторону согласной изменчивости концентраций всех трех радиоэлементов для "сухих" магм и в сторону независимой изменчивости  $K$  от изменчивости  $U$  и  $Th$  для "влажных" магм. При этом, чем выше давление в системе, тем компактнее располагаются концентрации элементов-индикаторов.

5. Для продуктов вторичной дифференциации магм в условиях верхней земной коры, анатексиса и продуктов гранитизации изменчивость радиоактивных индикаторов максимальная; корреляция между парами этих радиоэлементов наименьшая.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 132–227.
2. Ермолаев Н.П. Главные тенденции перераспределения радиоактивных элементов при метаморфизме осадочных горных пород. — В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М.: Наука, 1977, с. 88–92.

3. Ермолаев Н.П., Соборнов О.П. Способ выражения радиогеохимических характеристик магматических горных пород в единой системе координат и его геохимические приложения. — Геохимия, 1973, № 6, с. 803—815.

4. Когарко Л.Н. Проблемы генезиса агпайтовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.

5. Соборнов Д.С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины земли. М.: Наука, 1972, т. 1.

6. Кравченко С.М. Фракционирование малых элементов при дифференциации базитовых магм: Автореф. . . дис. д-ра геол.-минерал. наук. М.: ИМГРЭ, 1974. 50 с.

7. Крамбеин У., Кауфмен М., Мак-Кеммон Р. Модели геологических процессов. М.: Мир, 1973. 150 с.

8. Менерт К.Р. Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 328 с.

9. Основные черты геохимии урана. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 352 с.

10. Соборнов О.П. Радиоэлементы в стандартных образцах горных пород. — Геохимия, 1977, № 11, с. 1700—1710.

11. Харман Г. Современный факторный анализ. М.: Статистика, 1972. 250 с.

12. Bultitude R.J., Green D.H. Experimental study at high pressures on the origin of olivine nephelinite and olivine melilite nephelinite magmas. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1968, vol. 3, N 4, p. 325—337.

13. Dostal J., Capedri S. Partition coefficients of uranium for some rock-forming minerals. — Chem. Geol., 1975, vol. 15, N 4, p. 285—294.

14. Erlank A.J., Kushiro I. Potassium contents of synthetic clinopyroxenes at high temperatures and pressures. — Carnegie Inst. Wash. Yb., 1970, vol. 68, p. 233—236.

15. Green D.H. Conditions of melting of basanite magma from garnet peridotite. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 17, N 2, p. 456—465.

16. Hart S.R., Brooks C. Clinopyroxene-matrix partitioning of K, Rb, Sr, Cs and Ba. — Geochim. et cosmochim. acta, 1974, vol. 38, N 12, p. 1799—1806.

17. Nagasawa H., Wakita H. Partition of uranium and thorium between augite and host lavas. — Geochim. et cosmochim. acta, 1968, vol. 32, N 8, p. 917—921.

18. Nishimura S. Partition of uranium between peridotite nodules and host basalt. — Chem. Geol., 1972, vol. 10, N 3, p. 211—221.

19. Philpotts J.A., Schnetzler C.L. Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba in applications to anorthosite and basalt genesis. — Geochim. et cosmochim. acta, 1970, vol. 34, N 3, p. 307—312.

20. Shimizu N. Geochemistry of ultramafic inclusions from Salt Lake Carter, Hawaii and from southern African Kimberlites. — Phys. and Chem. Earth, 1975, vol. 9, p. 635—665.

УДК 552.163+552.323.5

В.Л. Русинов

## РАЗЛИЧИЯ МЕТАМОРФИЗМА ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ В ОКЕАНЕ И НА КОНТИНЕНТАХ

Проблема метаморфизма пород дна океана привлекает внимание исследователей, как один из основных вопросов общей проблемы формирования коры океанического типа. Благодаря накопленному материалу по драгированию океанического дна и по глубоководному бурению, несмотря на ограниченность данных по метаморфическим породам, появилась возможность предварительного сравнения метаморфизма пород базальтового слоя океана с региональным метаморфизмом вулканогенных толщ континентов. Некоторые соображения по этому поводу высказывались в литературе. А. Миясино [14] предполагал, что метаморфизм субокеанический (в срединных хребтах) происходил в условиях низкого давления сравнительно

с региональным метаморфизмом на континентах, при этом он основывался на ограниченной устойчивости эпидота при океанском метаморфизме. Анализ имеющихся в литературе петрологических данных позволил наметить некоторые новые различия между этими процессами.

Региональный метаморфизм на континентах проявляется на разных стадиях развития земной коры и на каждой стадии характеризуется специфическими особенностями [12]. Для сравнения с океаническим наибольший интерес представляет низкотемпературный метаморфизм (фашии зеленых сланцев и близких к ним по температуре) ранних стадий геосинклинального развития — в офиолитовых поясах. Метаморфизм происходит после внедрения в сформировавшуюся вулканогенно-осадочную толщу интрузий габбро и гипербазитов вдоль разломов, т.е. в то время, когда уже сформировались элементы континентальной коры значительной мощности, а пересекающие их разломы имеют сравнительно глубокое заложение. Вдоль этих же разломов наблюдается наиболее интенсивный метаморфизм с возникновением зон глаукофановых альбитов и глаукофановых сланцев, которые дальше от разломов сменяются зеленосланцевой и пренит-пумпеллитовой фашиями, как например, это описано Н.Л. Добрецовым [6] в Пенжинском метаморфическом поясе на Камчатке и в других районах [12]. Зональность в этом случае характеризуется повышенной натриевостью пород в зонах, прилегающих к каналам циркуляции растворов и привнесом Na в эти зоны. В районе Паноч-Пасс в Калифорнии [13] также отмечались признаки повышенной активности Na при метаморфизме. В метабазах здесь плагиоклаз замещен альбитом, хотя и неполностью, местами с примесью лавсонита, вкрапленники авгита с периферии частично замещены каймами эгирина, а в основной массе пород зерна актинолита "обычно окружены войлокоподобными каемками кроссита" [13], что свидетельствует о нарастании активности Na в процессе метаморфизма. Аналогично более позднее образование глаукофана относительно актинолита отмечается и в других районах Береговых хребтов Калифорнии, в горах Канто (Япония) и т.д. Кроме натриевого амфибола — глаукофана, в продуктах регионального метаморфизма фашии зеленых и глаукофановых сланцев широко распространена натриевая слюда — парагонит. Согласно экспериментальным данным, парагонит возникает лишь при очень высоком отношении концентраций Na к K в растворе, в противном случае образуется мусковит [17, 18]. Поэтому развитие парагонита свидетельствует о натриевой специализации метаморфических растворов.

Широко распространены в офиолитовых поясах такие продукты натриевого метаморфизма как спилита. В них обычно присутствует лишь один натриевый минерал — альбит, но он интенсивно замещает магматический плагиоклаз, часто без участия кальциевых минералов (эпидота, кальцита), в связи с чем процесс спилитизации сопровождается значительным привнесом Na и выносом Ca. Привнос Na в породы — наиболее ярко выраженная петрохимическая особенность метаморфизма низких ступеней. Это видно при сравнении химических анализов базитов и образовавшихся за их счет спилитов и глаукофановых сланцев (табл. 1). Другой характерной особенностью является уменьшение содержания Ca параллельно с накоплением Na (рис. 1) вплоть до полного его выноса в глаукофановых альбититах. Другие компоненты изменяются мало или незакономерно: кремнезем нес-



Таблица 1

Химические составы базальтов и метабазитов

Оксиды	Содержание, вес. %					
	1	2	3	4	5	
SiO <sub>2</sub>	49,61	49,58	52,33	49,06	56,4	
TiO <sub>2</sub>	0,88	0,84	2,06	1,36	1,4	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,80	17,23	12,46	15,70	16,6	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,12	2,00	9,84	5,38	3,0	
FeO	8,81	7,34	6,37	6,37	5,7	
MnO	0,17	0,14	0,12	0,31	0,1	
MgO	8,70	6,35	3,87	6,17	4,3	
CaO	12,38	12,24	4,41	8,95	8,5	
Na <sub>2</sub> O	1,71	1,92	6,59	3,11	3,0	
K <sub>2</sub> O	0,20	0,24	0,68	1,52	1,0	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,03	0,18	—	—	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,77	1,33	0,81	Н.о.	Н.о.	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,09	0,09	0,03	"	"	
CO <sub>2</sub>	0,16	0,18	0,03	—	—	
Σ	99,44	99,51	99,80			

Примечание. 1 — номера образцов 1—11 соответствуют номерам на рис. 1. 2 — для усредненных анализов 6, 7 приведена лишь часть компонентов. 3 — прочерк — не обнаружено, н.о. — не определялась.

лита с хлоритом, ильменитом и примесью альбита, а вкрапленники сложены неизмененным плагиоклазом (андезин-лабрадор). Диабазы и долериты образуют монолитную толщу, слабо проницаемую для растворов, в отличие от них подушечные лавы (спилиты) обладают сильной трещиноватостью, обильными интерстициями между подушками, заполненными пористым материалом, т.е. представляют собой гораздо более проницаемую для растворов среду. Именно в этих, проницаемых для растворов породах проявился натриевый метаморфизм с альбитизацией плагиоклазов, тогда как в плохо проницаемых долеритах, где метаморфизм ограничился лишь термальным воздействием, альбитизация плагиоклаза оказалась заторможенной, несмотря на достаточно высокую температуру метаморфизма (в мезостазисе образуется актинолит).

Необычная ассоциация метаморфического амфибола (актинолит или глиноземистый актинолит) с магматическим кальциевым плагиоклазом, который не подвержен альбитизации, отмечается и в других районах развития спилитов, например, на Полярном Урале, в Войкарском гипербазитовом массиве [11]. Авторы выделяют для массива проявление "раннего" метаморфизма предположительно океанической стадии, для которого характерна уралитизация пироксенов при сохранности кальциевых плагиоклазов (битовнит-анортит). Амфибол представлен актинолитом или глиноземистым актинолитом. На более поздних стадиях метаморфизма доминирует обычная натриевая тенденция с альбитизацией плагиоклаза, обра-

## Содержание, вес. %

6	7	8	9	10	11
Н.о.	Н.о.	46,72	65,00	49,71	49,38
"	"	1,95	0,44	1,51	1,32
14,4	16,5	12,87	16,13	15,32	15,35
Н.о.	Н.о.	4,08	3,16	2,05	2,93
7,0	6,5	9,24	2,39	7,31	5,55
Н.о.	Н.о.	0,17	—	0,16	0,14
5,9	4,6	5,71	1,62	8,92	8,24
7,0	6,8	9,54	0,52	7,32	8,94
4,7	4,6	3,49	10,12	2,93	3,55
Н.о.	Н.о.	0,85	—	0,05	0,07
"	"	—	—	0,17	0,13
"	"	—	—	3,53	2,81
"	"	5,03	0,89	0,93	0,75
"	"	—	—	—	—
				99,31	

зованием глаукофана и т.д., когда как ранняя стадия отличается изохимичностью процесса и сохранностью магматических плагиоклазов несмотря на повышенную температуру (ассоциация глиноземистого актинолита с маложелезистым эпидотом).

Представление о механизме распространения альбитизации внутри базальтовых потоков при их метаморфизме можно составить на основании описания спилитизированных мелафировых потоков кьюиноусской серии побережья оз. Верхнего в Канаде [36]. Потоки мелафиров в геологическом разрезе чередуются с телами офитов и прослоями конгломератов. Отдельные потоки мелафиров состоят из монолитной центральной части (слабо измененный мелафир) и гетерогенных сильно трещиноватых кровли и подошвы потока (рис. 2 и 3). В кровле и подошве вдоль трещин развиты вторичные изменения в виде полос и пятен, заметных по зеленовато-желтой и зеленой окраске. Наиболее сильное изменение приурочено к трещинам — эти зоны сложены в основном эпидотом, хлоритом и альбитом (желто-зеленая зона). Меньшее тяготение к трещинам испытывает "зеленая зона" — зона хлоритизации (хлорит+альбит), а оба эти типа изменения заключены в "серой зоне" альбитизации, где сохраняются пироксены, а главным вторичным минералом является альбит. Плагиоклазы всех трех зон полностью альбитизированы. С переходом к центральной, монолитной части потока степень альбитизации резко уменьшается и в самой центральной части магматический лабрадор обладает хорошей сохран-

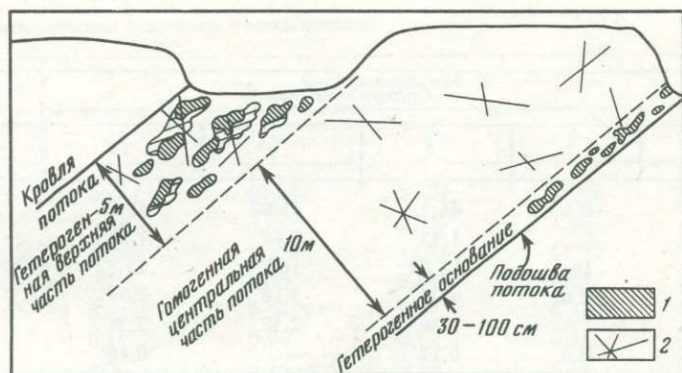


Рис. 2. Строение потока базальтов в мелафировой серии (берег оз. Верхнего, Канада) [36]

1 — участки альбитизации; 2 — трещины отдельности

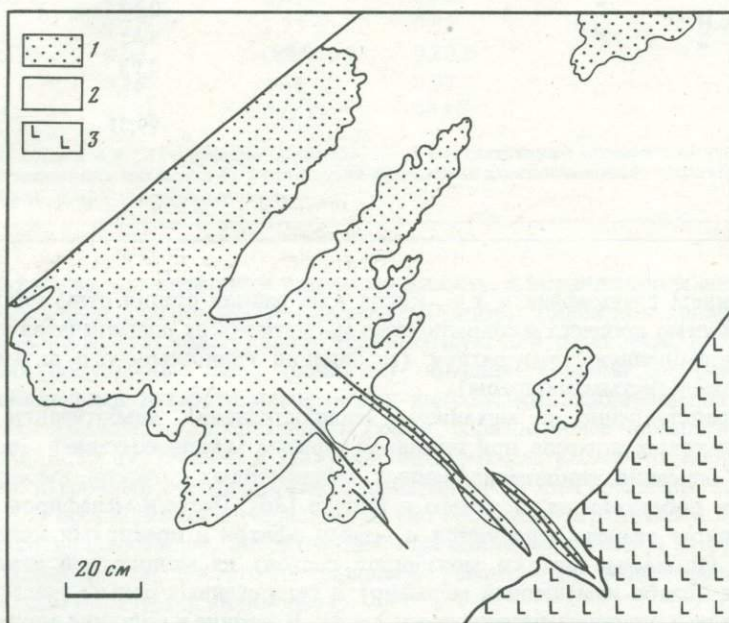


Рис. 3. Зарисовка части обнажения рис. 2

1 — сильно измененные базальты (альбит + эпидот + хлорит); 2 — базальты с альбитизированным плагиоклазом; 3 — неизмененные базальты

ностью. В обнажении ясно видно распространение изменения вдоль трещин и быстрое его затухание с удалением от трещиноватых кровли и подошвы в глубь потока. Большее распространение альбита сравнительно с эпидотом можно предположительно объяснить более высокой температурой около трещин, заполненных при метаморфизме раствором, чем в удалении от них.

В приведенных примерах заторможенность реакции альбитизации плагиоклаза отмечается в краевых или слабо проницаемых для растворов участках, несмотря на их достаточно сильный прогрев. Это обстоятельство вместе с отмеченным ранее уменьшением натриевости метаморфических пород по мере удаления от разломов подтверждают сделанное предположение об активном участии в метаморфизме потоков растворов, которые распространялись по зонам разломов и вдоль трещин и характеризовались повышенной активностью натрия.

Метаморфизм орогенной и посторогенной стадий развития континентальной коры происходит в условиях сформировавшейся мощной и жесткой коры в связи с разломами глубокого заложения и значительно отличается по условиям и характеру от метаморфизма океанических базальтов. Он тесно связан с интрузивным гранитоидным магматизмом, явлениями гранитизации и флюидами, имеющими калиевую специализацию.

Сведения о метаморфизме пород океанической коры основаны на данных драгирования морского дна и глубоководного бурения. Подавляющее большинство проб, поднятых из районов развития вулканических пород, содержали совершенно или почти неизменные базальты [27, 24, 10, 8]. Базальты из керна скважин глубоководного бурения во всех случаях представлены неметаморфизованными разностями, хотя часто несут следы низкотемпературных изменений типа гальмиролиза [26]. Находки метаморфических пород в пробах драгирования ограничиваются несколькими пунктами: в хребтах Карлсберг (Индийский океан), Палмер (Атлантический океан), Рейкьянес (там же), Срединном Атлантическом около  $23-26^{\circ}$  с.ш. и  $22-23^{\circ}$  с.ш. [28, 9, 20, 14, 30]. Метаморфические породы представлены эпидотовыми амфиболитами, серпентинитами, актинолитизированными базальтами, зеленокаменными измененными вулканитами.

В ряде случаев нельзя отрицать возможность того, что эти породы представляют собой обломки блоков континентальной коры среди океанической или ксенолиты коры в серпентинитовых массивах. Однако в некоторых примерах в продуктах метаморфизма сохранились реликты исходных базальтов и можно уверенно говорить о метаморфизме именно океанических базальтов, как, например, в исследованном разрезе через восточный борт срединной долины Срединно-Атлантического хребта в районе  $22-23^{\circ}$  с.ш. [29, 30]. В этом участке встречены измененные базальты долериты и лапиллиевые туфы с новообразованными хлоритом, альбитом, безглиноземистым актинолитом, эпидотом, нонтронитом, реликтовым плагиоклазом (лабрадором) и иногда со стеклом. В верхней части склона долины преимущественно развиты нонтронит, хлорит, в меньшей степени — цеолиты и альбит. В нижней части — актинолит, эпидот, альбит. Альбитизация плагиоклаза была неполной, часто сохраняются свежие вкрапленники лабрадора, ассоциирующие с актинолитом и эпидотом. В одном образце из нижней части разреза отмечено скопление прожилков альбита, а по химическим анализам — необычно высокое содержание окиси натрия (4,48%). Другие образцы содержат Na лишь немногим больше, чем в исходных базальтах (см. табл. 1, рис. 1). На диаграмме (см. рис. 1) фигуративные точки этих пород располагаются в поле неизменных базальтов вблизи от точки уралит-лабрадоровой диабаза Кьюиноусской серии, причем

минералогический состав пород тоже сходен с ним. Состав пород из верхней части разреза отличается от состава нижней части низким содержанием Na, почти не отличающимся от базальтового, и повышенным содержанием воды. Охарактеризованные изменения имеют локальное распространение в базальтовой толще Срединного хребта — вокруг изученного участка развиты неизменные базальты.

По аналогии с охарактеризованными выше примерами регионального метаморфизма можно предположить, что особенности минеральных ассоциаций (актинолита и эпидота с реликтовым плагиоклазом) и близость метаморфизма к изохимическому объясняется отсутствием достаточно мощного инфильтрационного потока ювенильных растворов, без которых даже прогрев до 200–300°С (У. Мелзон предполагает, что температура достигала даже 300–500°С) не мог обеспечить полное прохождение метаморфических реакций. Отдельные образцы с интенсивной прожилковой альбитизацией свидетельствуют о том, что растворы все-таки просачивались по некоторым трещинам, но, видимо, имели очень ограниченное распространение.

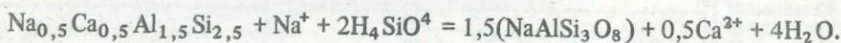
Находки в океане обломков интенсивно метаморфизованных пород (спилитов, эпидотовых амфиболитов и т.д.) обычно ассоциируются с находками на тех же участках дна обломков габбро и серпентинитов, что позволяет говорить о метаморфизме офиолитового типа, т.е. о метаморфизме, близком к метаморфизму раннегеосинклинального этапа развития коры, отличном от преобразований собственно базальтового слоя коры океанического типа.

Кроме метаморфических пород, в океанических базальтах, по данным глубоководного бурения, отмечается широкое развитие низкотемпературных изменений типа гальмиролиза. Эти очень локальные изменения не связаны с явлениями метаморфизма и проявлены в основном в прикровельной части базальтового слоя, ослабевая с глубиной. Минералогически они выражены в развитии хлорофенита, палагонита по стеклу, смектитов по вкрашленникам плагиоклазов и оливина [15]. Однако во многих случаях своеобразной их особенностью является калишпатизация плагиоклазов, сопровождающаяся привнесом K в породы [26, 21, 31]. Калишпатизация в базальтах распространяется вдоль трещин, особенно интенсивна в зонах трещиноватости и в гиалокластитах, заполняющих пространства между подушками лав и между потоками. Содержание окиси K возрастает в породе от 0,1–0,5 до 4–6 и местами даже до 9%. В отличие от альбитизации этот процесс наиболее интенсивен в верхней части базальтовой толщи, в особенности непосредственно под перекрывающими ее осадками.

Вопрос о том, является ли калишпатизация результатом гидротермальной деятельности или продуктом взаимодействия застывших базальтов с холодной морской водой, на основании наблюдаемых геологических соотношений однозначно решить не удастся. Поэтому была рассчитана зависимость свободной энергии реакции калишпатизации плагиоклаза в морской воде от температуры. Параллельно была рассчитана и аналогичная реакция альбитизации плагиоклаза. Результаты расчетов приводятся и обсуждаются ниже. В связи с тем, что геологические материалы, изложенные в статье, позволяют лишь с той или иной степенью уверенности предположить участие потоков гидротерм в процессе регионального метаморфизма, то указан-

ные расчеты предприняты, чтобы выяснить необходимость привноса Na для процесса альбитизации плагиоклазов (или K при калишпатизации), т.е. необходимость ювенильных растворов.

Рассмотрим замещение плагиоклаза № 50 альбитом:



При расчете свободной энергии этой реакции в интервале температур 0–330°С концентрации компонентов раствора были приняты соответствующими морской воде по Р. Хорну [22] и Н.И. Попову и др. [19] (табл. 2), поскольку одним из главных является вопрос, может ли производить альбитизацию плагиоклаза морская вода при реакции с базальтом. Коэффициенты активности рассчитаны по формуле Дебая-Хюккеля, коэффициенты А и В в уравнении взяты по Наумову и др. [16],  $\hat{a}$  — по Р.М. Гаррелсу и Ч.Л. Крайсту [3], ионная сила рассчитана для среднего солевого состава морской воды:

$$\mu = 0,5(4[\text{Ca}^{2+}] + [\text{Na}^+] + [\text{K}^+] + 4[\text{Mg}^{2+}] + 4[\text{SO}_4^{2-}] + [\text{Cl}^-] + [\text{HCO}_3^-]) = 0,678 \text{ г-и/л.}$$

Вычисленные коэффициенты активности приведены в табл. 3. Свободная энергия реакции равна

$$\Delta G = \Delta G^\circ + RT \ln K = \Delta G^\circ + 2,303 RT \cdot \lg \left( \frac{[\text{Ca}^{2+}]^{0,5} \cdot \gamma_{\text{Ca}^{2+}}^{0,5}}{[\text{Na}^+] \cdot \gamma_{\text{Na}^+} \cdot [\text{H}_4\text{SiO}_4]^2} \right).$$

Величины  $\Delta G$  рассчитаны для 298, 403, 503, 603°К (табл. 4, 5, рис. 4). Исходные термодинамические данные показаны в табл. 6. Величина свободной энергии плагиоклаза № 50 для повышенных температур рассчитана интерполяцией на основании данных по анортиту и альбиту и по величине  $\Delta G^\circ$  для плагиоклаза № 50 при 298°К (рис. 5). Для иона К при 600°К величина  $\Delta G^\circ$  рассчитана экстраполяцией (рис. 6).

При расчетах учитывалось, что концентрация кремнезема в растворе, сильно влияющая на ход реакции, заметно изменяется при взаимодействии с породами, особенно при повышенной температуре и зависит от растворимости компонентов базальта при данной температуре. Наибольшее возрастание концентрации кремнезема в растворе с ростом температуры можно ожидать для поровых растворов в породах, содержащих кварц, халцедон и опал. При отсутствии фаз чистого кремнезема концентрация последнего в поровом растворе должна быть соответственно ниже. Анализ термальных рудоносных рассолов из впадин Атлантис и Дискавери в Красном море [2] показал, что в них содержится 0,0035–0,0276 г/кг Si (приблизительно 0,0001 г-а/л–0,001 г-а/л). Рассол находится в контакте с осадками, которые сложены глинистыми минералами, аморфным материалом, включающим и кремнезем, карбонатами, сульфидами, обломками кварца, полевых шпатов при температуре 56°. Видимо, здесь концентрация Si близка к максимальной, равновесной с аморфным кремнеземом. При взаимодействии такого рассола с базальтами при той же температуре равновесная концентрация Si, очевидно, должна быть ниже. Однако при расчетах принята концентрация, соответствующая указанным пределам, чтобы произведенные расчеты имели "запас прочности".

Таблица 2

Концентрации компонентов в морской воде [22]

Компонент	Концентрации		Компонент	Концентрации	
	г/л	г-м/л		г/л	г-м/л
Ca <sup>2+</sup>	0,400	0,01	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,003	3 · 10 <sup>-5</sup>
Na <sup>+</sup>	10,500	0,456	Cl <sup>-</sup>	2,712	0,028
Mg <sup>2+</sup>	0,380	0,01	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	19,353	0,545
Si	1,350	0,055		0,142	0,002

Таблица 3

Коэффициенты активности ионов в морской воде

Ион	lg $\gamma_i$			
	298°	400°	500°	600° К
Na <sup>+</sup>	0,2023	0,2546	0,3361	0,5679
Ca <sup>2+</sup>	0,6420	0,8052	1,0531	1,7600
K <sup>+</sup>	0,2326	0,2935	0,3900	0,6643

Примечание. Коэффициенты A и B при расчете  $\gamma_i$  взяты по таблицам для 403,503 и 603° К.

Таблица 4

Свободная энергия реакции альбитизации плагиоклаза № 50

T°, К	Свободная энергия, ккал/моль		
	$\Delta G^\circ$	RTlgK	$\Delta G$
298	-10,072	13,556	+3,484
400	-6,283	10,775	+4,492
500	-4,487	10,131	+5,644
600	-20,608	11,838	-8,770

Таблица 5

Свободная энергия реакции калишпатизации плагиоклаза № 50

T°, К	Свободная энергия, ккал/моль		
	$\Delta G^\circ$	RT · lgK	$\Delta G$
298	-15,665	15,398	-0,267
400	-6,125	15,118	+8,993
500	-4,627	15,745	+11,118
600	-5,425	19,053	+13,628

Таблица 6

Свободная энергия образования минералов и компонентов раствора

Фаза	$\Delta G^\circ$ , ккал/моль				Источники
	298	400	500	600° K	
Альбит	- 883,988	- 865,822	- 847,6	- 829,536	[34]
Анортит	- 955,626	- 937,460	- 919,19	- 901,214	[34]
Плагиоклаз № 50	- 919,9	- 901,9*	- 883,5*	- 865,5*	[34]
Адуляр	- 892,602	- 874,647	- 856,7	- 838,920	[34]
H <sub>2</sub> O	- 56,688	- 53,834	- 50,198	- 46,69	[16]
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub>	- 313,07	- 304,303	- 292,34	- 280,95	[16]
Na <sup>+</sup>	- 62,672	- 64,04	- 65,88	- 67,11	[16]
K <sup>+</sup>	- 67,557	- 69,31	- 71,55	- 74,77*	[16]
Ca <sup>2+</sup>	- 132,1	- 132,54	- 132,71	- 132,38	[16]

\* Рассчитано экстраполяцией.

Эксперименты по растворимости некоторых пород в гидротермальных растворах при 300°С производили В.С. Балицкий и Е.И. Зубкова [1]. Они использовали хлоридно-калий-натриевые растворы (5M NaCl + 0,4 M KCl с рН около 6–8), длительность опытов – до 30 суток, в опытах проверялось достижение равновесия вода-порода. Растворялись плагиогранит, кварцевый амфиболит, кварцевый песчаник и графитовый сланец. Результаты по разным породам получились близкие, а наибольшая концентрация кремнезема в растворе после опыта составляла около 700 мг/л (0,0117 г-м/л). В кварцевых амфиболитах, наиболее близких к интересующим нас базитам, она была равна 620 мг/л, а в бескварцевых базальтах эта цифра, конечно, должна быть ниже. К сожалению, соответствующие данные отсутствуют, но можно предполагать, что концентрация не намного превышает 500 мг/л. На основании изложенных данных в расчетах принята растворимость кремнезема при 300°С  $5 \cdot 10^{-3}$  г-м/л, а для 0°С принято содержание кремнезема в морской воде:  $3 \cdot 10^{-5}$  г-м/л. Ориентировочно зависимость растворимости кремнезема от температуры для растворов, контактирующих с базальтом, показана на графике (рис. 7).

Концентрации других компонентов (Ca, Na), по-видимому, заметно не изменяются от взаимодействия вода-порода при разных температурах. Например, в опытах [1] в бескальциевых растворах концентрация CaO после контакта с амфиболитом достигла 250 мг/л (0,0046 г-м/л), что намного ниже концентрации в морской воде (0,01 г-м/л). В исходном безнатриевом растворе NH<sub>4</sub>F (рН = 6,7 = 7,0, T = 300°, P = 300 ат) после опыта с амфиболитом содержание окиси натрия было 0,01-0,09 г/л (0,0005–0,005 г-м/л), что также много меньше, чем в морской воде (0,456 г-м/л). Поэтому при дальнейших расчетах использовались концентрации этих компонентов в морской воде при всех охваченных расчетами температурах.

Результаты представлены в табл. 4 и на графике (см. рис. 3). В области низких температур (0–300°С) свободная энергия реакции положительна

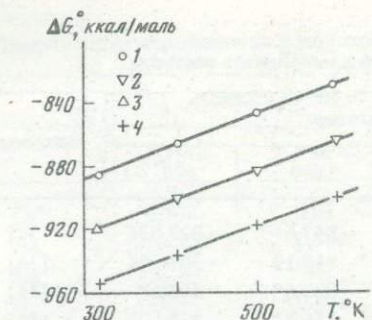


Рис. 4. Зависимость свободной энергии образования плагиоклазов от температуры 1 — альбит [34]; 2 — плагиоклаз № 50, рассчитанный экстраполяцией; 3 — плагиоклаз № 50 [16]; 4 — анортит [34]

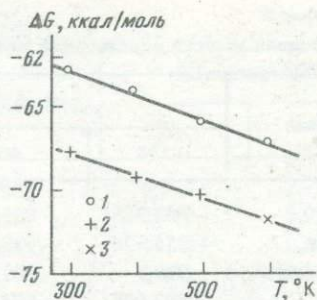


Рис. 5. Зависимость свободной энергии образования ионов  $K^+$  и  $Na^+$  от температуры 1 — натрий; 2 — калий [16]; 3 — калий, рассчитанный экстраполяцией

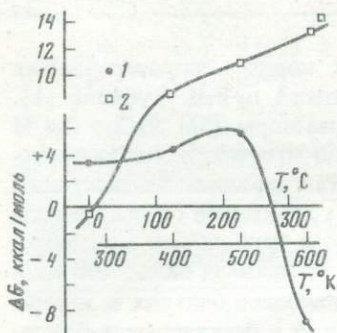


Рис. 6. Зависимость от температуры свободной энергии реакции замещения плагиоклаза калиевым полевым шпатом (1) и альбитом (2) в морской воде

и плагиоклаз в этом интервале температур не должен подвергаться альбитизации при взаимодействии с морской водой. Следовательно, морская вода в этом интервале температур не может вызвать зеленокаменное переорождение базитов с широкой альбитизацией плагиоклаза — для этого необходим привнос извне раствором натрия. При наличии такого "натриевого" потока альбитизация становится возможной и, как показывают примеры регионального метаморфизма, широко развитой, в температурных условиях пренит-пумпеллиитовой и, в меньшей степени, цеолитовой фаций. Их температурная граница соответствует приблизительно  $180-200^\circ C$  [7]. В условиях температур выше  $300^\circ C$  контакт морской воды с базальтом может вызвать реакцию альбитизации плагиоклаза и для этих условий нужны иные доказательства участия в метаморфизме потоков гидротерм.

На рис. 3 также показано, что свободная энергия реакции замещения плагиоклаза калиевым шпатом:

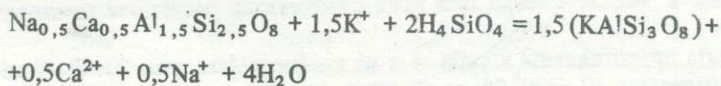
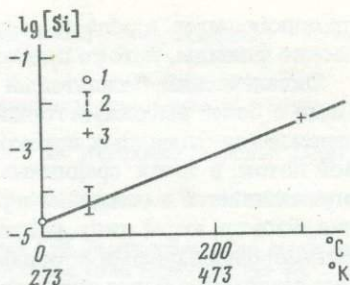


Рис. 7. Зависимость концентрации кремния в морской воде, контактирующей с базальтами, от температуры

1 — морская вода [22]; 2 — рассол из впадины Дискавери в Красном море [2]; 3 — экспериментальный раствор [1]



близка к нулю и отрицательна около 0°С, а с повышением температуры становится положительной и постоянно возрастает. Отсюда следует, что калишпатизация плагиоклаза в морской воде термодинамически возможна при температуре, близкой к 0–30°С, а при более высоких значениях требует дополнительного привноса К. Эта соответствует наблюдениям за широким развитием калиевого шпата при "гальмиролизе" базальтов на океаническом дне [21] и отсутствие этого минерала в продуктах более высокотемпературных изменений базальтов. Конечно, при 0° все метасоматические реакции заторможены вследствие чрезвычайно малой скорости этих реакций. Видимо, поэтому простая экспозиция базальтов на дне моря действию воды не приводит к калишпатизации плагиоклазов в них. Для начала реакции требуется преодолеть активационный барьер, что осуществляется лишь в отдельных участках, в зонах трещин.

Главным выводом из рассмотренных соотношений является то, что известные проявления метаморфизма базальтов океанического дна свидетельствуют о преимущественно термальном характере их преобразования. Участие фильтрующихся растворов было очень локальным и в основном ограничивалось поровыми растворами, по составу близкими к морской воде. Именно поэтому в породах слабо проявлена альбитизация плагиоклазов и отсутствуют такие высоконатриевые минералы, как глаукофан и парагонит. Метаморфизм ассоциирует с базальтовым вулканизмом. В условиях континентальной коры региональный метаморфизм сопровождался потоками растворов с повышенной активностью Na (на поздних стадиях — К), обусловивших высокую интенсивность метаморфизма даже низких ступеней и широкое развитие метасоматических альбита, глаукофана и парагонита.

Только в участках, где циркуляция растворов была затруднена или отсутствовала, несмотря на повышенный температурный градиент, возникли неравновесные ассоциации минералов, сходные с продуктами субокеанического метаморфизма. А. Миясиро [14] предлагал даже выделить новую фацию метаморфизма, в которой кальциевый плагиоклаз (лабрадор) устойчив с актинолитом, хлоритом и маложелезистым эпидотом. Однако, по-видимому, это не так, поскольку плагиоклаз сохраняется в породах лишь в силу кинетических причин. Региональный метаморфизм ассоциирует с интрузиями базитов и гипербазитов, позже — с плагиогранитами, а на поздних стадиях — с калиевыми гранитами. Предполагается, что в континентальной коре метаморфизм связан с глубокими разломами,

проникающими в область верхней мантии, где генерируются трансмагматические флюиды, потоки дегазации и пр. [12].

Океанический базальтовый вулканизм связан с более мелкими разломами и более высокими горизонтами тектоносферы, удаленными от очагов зарождения флюидных потоков. Поэтому, несмотря на повышенный тепловой поток, в зонах срединных океанических хребтов метаморфизм пород ограничивается в основном термальным воздействием. В случаях обнаружения блоков коры типа континентальной или офиолитовой с интенсивно метаморфизованными породами можно предполагать наличие более глубоких разломов и более интенсивные потоки ювенильных флюидов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Балицкий В.С., Зубкова Е.И.* Аккумуляция кремнезема в гидротермальных растворах. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 114–119.
2. *Брюер П., Спенсер Д.* Замечания о химическом составе термальных рассолов Красного моря. — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 70–75.
3. *Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л.* Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968.
4. *Глаголев А.А.* Метаморфизм докембрийских пород КМА. М.: Наука, 1966.
5. *Грин Д., Рингвуд А.Э.* Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.
6. *Добрецов Н.Л.* Глаукофан-сланцевые и эклогит-глаукофан-сланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974.
7. *Ивлюв И.П., Гуревич Л.П.* Цеолитовая фация регионального метаморфизма. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976.
8. *Ильин А.В., Минеев В.А., Шурко И.И.* Новые данные о геологическом строении дна Бразильской котловины. — ДАН СССР, 1965, т. 164, № 6, с. 1366–1369.
9. *Канн Дж.Р.* Петрология пород основания хребта Палмер в северо-восточной части Атлантического океана. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 154–167.
10. *Коржинский Д.С.* Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных. — Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962, № 9, с. 12–17.
11. *Ленных В.И., Перфильев А.С., Пучков В.Н.* Особенности внутренней структуры и метаморфизма альпийотипных офиолитовых массивов Урала. — Геотектоника, 1978, № 4, с. 3–22.
12. *Маракушев А.А.* Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979.
13. *Миясиро А.* Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976.
14. *Миясиро А., Сидо Ф., Юнг М.* Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24 и 30° с.ш. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 140–153.
15. *Мэтьюс Д.К.* Измененные базальты банки Суоллоу и Западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 103–124.
16. *Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л.* Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971.
17. *Попов А.А.* Синтез мусковита и парагонита при температурах 350–500°. — Геохимия, 1967, № 10, с. 1064–1070.
18. *Попов А.А.* Составы мусковитов и парагонитов, синтезированных при температурах 350–500°. — Геохимия, 1968, № 2, с. 131–144.
19. *Попов Н.И., Федоров К.Н., Орлов В.М.* Морская вода. М.: Наука, 1979.
20. *Силантьев С.А., Лавров В.М.* Метаморфические породы восточного склона хребта Рейкьянес. — ДАН СССР, 1976, т. 228, № 5, с. 1182–1185.

21. Симанович И.М. Калиевый полевой шпат в океанических базальтах. — Литология и полез. ископаемые, 1979, № 1, с. 52–63.
22. Хорн Р. Морская химия. М.: Мир, 1972.
23. Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М.: Госгеолтехиздат, 1956.
24. Engel C.G., Engel A.E.J. Basalts dredged from the Northeastern Pacific Ocean. — Science, 1963, vol. 140, N 3573, p. 321–324.
25. Green D.H., Ringwood A.E. The genesis of basaltic magmas. — Contribs Mineral. and Petrol., 1967, vol. 15, p. 103–190.
26. Honnorez J., Bohlke J.K., Honnorez-Guerstein B.M. Petrographical and geochemical study of the low temperature submarine alteration of basalt from Hole 396, Leg 46. — Init. Repts DSDP, 1978, vol. 46, p. 299–329.
27. Kuno U., Fischer R.L., Nasu N. Rock fragments and pebbles dredged near Limmi Seamount, Northeastern Pacific. — Deep-Sea Res., 1956, vol. 3, N 2.
28. Mathews D.H., Vine F.J., Cann J.R. Geology of an area at the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, vol. 76, p. 675–682.
29. Melson W.G., Andel T.H. Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge, 22° N latitude. — Mar. Geol., 1966, vol. 4, N 3, p. 165–186.
30. Melson W.G., Bowen V.T., Andel T.H., Siever R. Greenstones from the central valley of the Mid-Atlantic Ridge. — Nature, 1966, vol. 209, N 5023, p. 604–605.
31. Pertzev N.N., Rusinov V.L. Mineral assemblages and alteration process in basalts from Sites 417 and 418. — Init. Repts DSDP, 1980, vol. 51/53.
32. Piirainen T. Initialer magmatismus und seine Erzbildung in der Beleuchtung des Koli-Kaltimogebietes. — Bull. Geol. Soc. Finl., 1969, vol. 41, p. 21–45.
33. Reinhardt B. The relationships between spilites and other members of the Oman Mountains Ophiolite Suite. — In: Spilites and spilitic rocks. N.Y., 1974, p. 207–228.
34. Robie R.A., Hemingway B.S., Fisher J.R. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298, 15K and 1 bar ( $10^5$  Pas cals) pressure and at higher temperatures. — Geol. Surv. Bull., 1978, N 1452.
35. Shilov V.N. The pillow lavas of Sakhalin and Kurile Islands and their significance for the solution of the spilite problems. — In: Spilites and spilitic rocks. N.Y., 1974, p. 387–402.
36. Smith R.E. The production of spilite lithologies by burial metamorphism of flood basalts from the Canadian Keweenaw, Lake Superior. — In: Spilites and spilic rocks. N.Y., 1974, p. 403–416.
37. Vallance T.G. Pyroxenes and the basalts: Spilitic relation. — In: Spilites and spilitic rocks. N.Y., 1974, p. 59–70.

УДК 553.24 + 550.36

Г.А. Кейльман, К.К. Золоев, Н.Н. Панин

## МЕТАМОРФИЗМ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Горные породы, слагающие океаническую кору, от своего возникновения и до вовлечения в орогенические движения в различных геоструктурных зонах претерпевают многообразные метаморфические превращения. В самом общем виде метаморфические преобразования этих геологических комплексов можно разделить на четыре группы: синвулканическое зеленокаменное перерождение в рифтогенных зонах, дислокационный метаморфизм в зонах сочленения океана с континентом и островными дугами, синорогенный фемический плутонометаморфизм и, наконец, преобразование и гранитизация океанических комплексов в связи с полихронным сиалически плутонометаморфизмом в региональных антиклинорных структурах.

Зеленокаменное перерождение вулканогенных пород, протекающее субсинхронно с их формированием и захоронением наиболее характерно для глобальных рифтогенных зон, где вообще весьма интенсивно проявляется взаимодействие мантийных дериватов с формирующимися здесь образованиями океанической коры. Зеленокаменное перерождение представляет собой региональное изменение толщ горных пород под воздействием термодинамических факторов и гидротермально-метасоматических процессов, непосредственно сопряженных с вулканизмом. Оно заключается в замещении высокотемпературных, преимущественно безводных минералов и вулканического стекла неупорядоченным агрегатом хлорита, эпидота, актинолита, мусковита, цеолитов, карбонатов, т.е. минеральные реакции имеют здесь регрессивный характер, являясь в принципе экзотермическими. По минеральным парагенезисам в пределах зеленокаменных комплексов возможно выделение пумпеллиит-пренитовой, мусковит-хлорит-эпидотовой и хлорит-эпидот-актинолитовой субфаций.

Зональность зеленокаменных комплексов в целом характеризуется увеличением степени и ступени метаморфизма сверху вниз по разрезу, а по латерали — с приближением к вулканическим очагам и крупным проницаемым зонам, вблизи которых особенно интенсивно проявлены метасоматические процессы. Таким образом характер и интенсивность зеленокаменного перерождения находятся в зависимости от глубины погружения комплекса или от мощности перекрывающих его осадков, от проявления вулканической и гидротермальной поствулканической деятельности. Определенная роль в последней принадлежит поднимающимся к поверхности водам, погребенным вместе с осадками при формировании комплекса и выделяемым в ходе метаморфизма. Существенное влияние на характер метаморфических преобразований имеет исходный состав вулканогенных, сопровождающих их осадочных пород, их пористость, влагоемкость и т.д. Таким образом, зеленокаменный метаморфизм во многих случаях может быть представлен как вулканический автометаморфизм. Аналогичное автометаморфическое преобразование под воздействием диффузии комбинированных ювенильно-коровых растворов претерпевают гипербазиты, подвергающиеся в зонах зеленокаменного перерождения ранней массовой серпентинизации — петельчатой лизардитизации [9, 10]. Более интенсивные метасоматические процессы в гипербазитах проявлены вблизи крупных проницаемых зон, где движение растворов приобретает в основном инфильтрационный характер.

Одной из главных особенностей зеленокаменных комплексов является сохранение слагающими их породами структурно-текстурных особенностей субстрата, что указывает на отсутствие существенных дифференциальных движений и динамических нагрузок во время их образования. Формируясь в условиях преобладающего растяжения, породы зеленокаменного комплекса испытывают лишь литостатическое давление, о чем свидетельствует равномерность его распределения в обширных объемах.

Температурные условия в пределах зеленокаменных комплексов характеризуются в общем относительной выдержанностью на больших площадях, хотя незначительные локальные колебания температуры довольно обычны. Такое температурное поле формируется за счет однородного повышенного теплового потока, связанного с фронтальным подъемом

подкорových масс, неоднородного низкоградиентного теплового потока, обусловленного гидротермами, и высокоградиентного теплового потока, связанного с отдельными магматическими телами.

Изменения, обусловленные однородным тепловым потоком, фиксируются в пределах монофациальных блоков, где отмечается в основном вертикальная зональность с усилением ступеней метаморфизма вниз по разрезу при латеральной выдержанности минеральных ассоциаций. Низкоградиентный неоднородный тепловой поток проявляется в пределах региональных структур повышенной проницаемости и формирует протяженные линейные зоны, степень метаморфизма пород в которых выше фоновых. Высокоградиентный метаморфизм является по сути контактовым — он захватывает небольшой объем пород, непосредственно прилегающих к магматическим телам или магноподводящим каналам.

Зеленокаменное изменение пород осуществляется в значительной мере под воздействием вулканогенных термальных растворов. Этот процесс может протекать как субзихимически, так и существенно аллохимически. К числу субзихимических относятся процессы гидратации (или дегидратации) минералов. Аллохимические изменения связаны с высокой подвижностью некоторых компонентов, в первую очередь натрия во флюиде, имеющем в целом восстановительный характер. Мигрирующий натрий вытесняет из породы калий и кальций. Последний, перемещаясь вверх, приводит к формированию в выше лежащих горизонтах пумпеллиита, пренита, кальцита. В ряде случаев отмечается вынос из пород с образованием кварцевых жил.

В целом зеленокаменное перерождение представляет собой конседиментационное преобразование вулканогенных пород и отчасти сопровождающих их геологических образований, включающее аутометаморфизм, контактное взаимодействие, региональную пропилитизацию и постмагматический гидротермальный приразломный метасоматоз.

Рассмотренный тип метаморфизма проявляется в современных срединно-океанических хребтах и в рифтогенных структурах древних геосинклиналей на ранних стадиях их развития (см. рисунок). Другие типы метаморфизма в подвижных поясах накладываются на зеленокаменный и соответственно являются более молодыми [12].

Многие исследователи рассматривали зеленокаменное перерождение как метаморфизм нагрузки [4] погружения [1], погребения. На эту мысль, естественно, наводит упоминавшаяся выше вертикальная зональность зеленокаменных комплексов. Но перечисленные процессы протекают вообще на относительно небольших глубинах под влиянием четко локализованных термальных аномалий, обусловленных вулканическими процессами. Ведущая роль здесь принадлежит конвективной передаче тепла на относительно высокие структурные уровни, а не погружению геологических комплексов в области высоких температур, определяющихся общим геотермическим градиентом, обусловленным в основном кондуктивной теплопередачей.

В близких по температурному уровню условиях, но в совершенно иной геотектонической обстановке, в режиме преобладающего сжатия протекает дислокационный метаморфизм локальных и региональных зон сбросово-надвиговых дислокаций. Наиболее интенсивно и выразительно этот тип

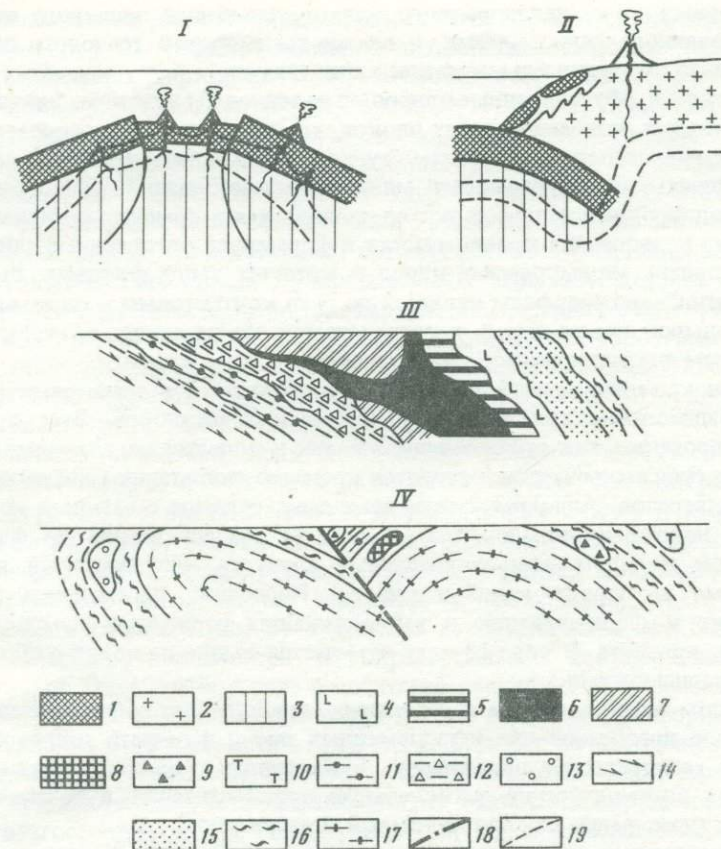


Схема расположения геоизотермы в различных геологоструктурных зонах

1 — океаническая кора; 2 — континентальная кора; 3 — мантия; 4 — габбро; 5 — верлиты и клинопироксениты; 6 — дуниты; 7 — гарцбургиты; 8 — оливин-энстатитовые породы; 9 — антофиллитовые породы; 10 — тальково-карбонатные породы; 11 — плагиоклазовые амфиболиты; 12 — гранитовые амфиболиты; 13 — цоизитовые амфиболиты; 14 — зеленые сланцы; 15 — роговики; 16 — метаморфизованные осадочные и вулканогенные породы; 17 — гнейсовые купола; 18 — разломы; 19 — геоизотермы; I — срединно-океанический хребет; II — окраина континента; III — эвгеосинклинальное поднятие; IV — гнейсово-мигматитовые купола

метаморфизма проявляется в зонах субдуктивного или обдуктивного сочленения океанической коры с континентом и островными дугами в пределах глаукофано-сланцевых поясов (рис., II).

Примечательной особенностью этого типа метаморфизма является локализация его в узких линейных структурах, протяженность которых на несколько порядков превышает ширину их распространения. Глаукофановые сланцы обычно по простиранию и вкрест простирания чередуются с зелеными сланцами, будучи связаны с ними постепенными переходами. Местами, в ассоциации с глаукофаном, альбитом и хлоритом, появляются, с одной стороны, пумпеллит и пернит, а с другой — эпидот и альмандиновый гранат, что свидетельствует о колебаниях температурного уровня

их формирования от пумпеллит-премитовой до эпидот-амфиболитовой фации. В таком случае указанные ассоциации обычно составляют элемент зональности, возникающей в связи с тектоно-метаморфической эволюцией офиолитовых комплексов. При этом габбро, входящее в состав этих комплексов в зонах деструкции, преобразуются в цоизитовые и гранат-цоизитовые породы, а за счет гипербазитов возникают жадеититы, оливин-антигоритовые породы, серпентинитовые милониты и меланж [7]. Глаукофаносодержащие ассоциации образуются преимущественно по основным эффузивам и грауваккам, хотя в ряде случаев наблюдается глаукофанизация метапелитов, милонитизированных гранитоидов и т.д. [14].

Несмотря на отчетливую приуроченность глаукофановых сланцев к определенному типу геологических структур, вопросы их генезиса не получили еще однозначного решения. Различными исследователями высказаны предположения о ведущей роли в их образовании литостатического давления, избыточного давления флюида, специфического, существенно натрового метасоматоза и т.д. [17, 2, 3, 16]. Не вдаваясь в дискуссию, отметим лишь, что подчиненность линейным тектоническим структурам, высокий градиент  $P-T$  параметров, наложение на различные геологические образования и другие особенности свидетельствуют о существенном значении при формировании глаукофановых сланцев динамических стрессовых напряжений.

Весьма своеобразен метаморфизм, связанный с формированием габбро-гипербазитовых комплексов в положительных структурах эвгеосинклинальных областей на раннеорогенных стадиях их развития. Наиболее детально эти явления изучены на примерах офиолитовых поясов Урала. Здесь в известном Платиноносном поясе в ряде случаев крупные массивы окружены породами, получившими название кытлымитов, представляющих собой, как выяснилось позже, высокотемпературные роговики, претерпевшие последующие диавторические изменения [5, 6]. Упомянутые роговики — мелкозернистые породы, состоящие из диопсида, гиперстена, лабрадора и магнетита, в западном обрамлении габбровых массивов обладают, как правило, тонкополосчатой, иногда птигматитовой структурой, свидетельствующей о формировании этих пород в условиях интенсивных тектонических напряжений. На восточных же контактах роговики обычно массивны, местами содержат реликты структур исходных осадочных и вулканогенных пород.

В наиболее полных разрезах удается наблюдать термальную зональность, фиксирующуюся сменой пироксеновых роговинок амфиболовыми с лабрадором и зеленой роговой обманкой и далее — сланцеватыми амфиболитами с андезином и сине-зеленой роговой обманкой.

В офиолитовых комплексах, располагающихся к западу от Платиноносного пояса ближе к Главному Уральскому разлому, взаимоотношения габброидов и гипербазитов с породами обрамления более сложны. В ряде пунктов — в районе массивов Рай-Из, Войкар-Сыньинского, Кимперсайского (в подошвенных их частях) отмечается переход габбро в гранатовые амфиболиты, а последние через тонко сланцеватые амфиболиты и амфиболовые сланцы связаны постепенными переходами с зелеными аповулканогенными сланцами. Местами апогаббровые амфиболиты располагаются среди сланцев в виде более или менее четко ограниченных будин. Содержа-

ние пирропа в гранате достигает 50% [8]. Иногда наряду с гранатом (преимущественно альмандиновым) в амфиболитах появляется цоизит. Мощность зон развития гранатовых амфиболитов обычно невелика — не более 100 м, что указывает на достаточно высокий градиент давления, имеющего, по-видимому, динамическую природу. Асимметрия метаморфических ореолов вокруг габбро-гипербазитовых массивов (рис., III) свидетельствует об анизотропии напряжений, обусловленных взбросо-надвиговыми перемещениями в твердом или твердопластическом состоянии, перемещающихся термопротрузий, представляющих отторженцы меланократового фундамента [18].

В то время как окружающие породы претерпели прогрессивный метаморфизм, в самих гипербазилах и габброидах происходят регрессивные преобразования. При этом видимого аллохимического воздействия на породы обрамления термопротрузии не оказывают и метасоматические преобразования, свойственные габбро и гипербазитам [5], непосредственно в окружающих породах не проявляются, несмотря на то, что они достаточно высокотемпературны и сопровождаются значительным перераспределением рудного и петрогенного вещества [11, 19]. Габбро-гипербазитовым комплексам принадлежит роль теплоносителя и передатчика динамического давления, т.е. глубинная энергия передается на более высокие структурные уровни аккумулятивным путем. Неоднократное возобновление тектонических движений приводит к тому, что первичная картина полностью затушевывается и в конечном итоге габбро-гипербазитовые массивы в "холодном" взаимоотношении с окружающими породами.

И, наконец, офиолитовые комплексы испытывают сложный метаморфизм, вовлекаясь в сферу формирования метаморфической зональности, обусловленной развитием сиалического плутонометаморфизма. В этом случае вулканы и габбро и гипербазиты, налегающие на сиалические блоки в надвиговых соотношениях, или просто окружающие их, в ходе тектоно-метаморфической эволюции таких блоков претерпевают глубокие преобразования и гранитизацию.

Указанные явления наблюдаются в региональных антиклинорных структурах, образованных гнейсово-мигматитовыми комплексами, формирование которых завершается на позднеорогенных стадиях геосинклинального цикла. Здесь в синклинорных зонах, разделяющих отдельные гнейсовые купола, и в непосредственном обрамлении гнейсовых ядер в ряде случаев располагаются вулканы раннегеосинклинальной (океанической) стадии и офиолитовые ассоциации, включающие в себя метаэффузивы базальтоидного ряда, тела гипербазитов и габброидов, представляющих обычно не крупные будинированные тела (рис. 1, IV). Под воздействием метаморфических процессов, протекающих в мигматитовых комплексах [13], вулканы основного состава в зоне наиболее высокотемпературного воздействия превращаются в амфиболиты и, частично гранитизируясь, — в амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы. Аналогичные преобразования испытывают и габброиды, но в силу их структурных особенностей указанные процессы протекают в них менее интенсивно. На периферии мигматитовых комплексов, в сланцевом обрамлении, породы основного состава преобразуются в гранатовые и цоизитовые амфиболиты и эклогитоподобные породы, содержащие омфацит и существенно пирроповый гранат.

Наиболее сложный характер в рассматриваемых зонах имеют преобразования гипербазитов. Многообразие возникающих в них минеральных ассоциаций обусловлено чуткой реакцией гипербазитов на метаморфогенно-метасоматическое воздействие в широком температурном диапазоне, а также многостадийностью и незавершенностью метаморфических преобразований. Разновидности образующихся пород располагаются, подчиняясь общей зональности плутонометаморфизма. Наиболее высокотемпературные регенерированные оливин-энстатитовые породы, развившиеся по серпентинитам [15], размещаются в межкупольных зонах внутри гнейсовых ядер. Антофиллитсодержащие гипербазиты распространены несколько шире — они наблюдаются не только в пределах гнейсовых ядер, но и в их непосредственном обрамлении. Актинолитовые и тальк-актинолитовые породы развиты локально в относительно низкотемпературных зонах сланцевого обрамления. Тальковые и тальк-карбонатные породы наиболее широко распространены по периферии мигматитовых комплексов за изоградой ставролита, хотя встречаются и во внутренних зонах.

Последовательное наложение метаморфических преобразований в пределах одной зоны и даже одного тела гипербазитов и упоминавшаяся выше незавершенность метаморфических реакций позволяют выделить в метаморфической эволюции офиолитов среди мигматитовых комплексов два главных этапа [13]. В связи с первым этапом метаморфизма на прогрессивной стадии за счет серпентинитов возникают оливин-энстатитовые породы, по которым затем развиваются крупнокристаллические талькмагнезитовые породы. Второй этап фиксируется образованием за счет всех ранних минералов антофиллита, замещающегося, в свою очередь, мелкочешуйчатым тальком и карбонатом второй генерации.

Кроме перечисленных преобразований, океанические комплексы испытывают воздействие многочисленных процессов от эпи- и катагенеза до метасоматической переработки вдоль разломов различной глубины заложения. Однако рассмотренные виды метаморфизма являются генотипическими для геологических ситуаций, имеющих наибольшее геотектоническое значение.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969. 247 с.
2. Добрецов Н.Л. Глаукофановый метаморфизм. МГК. XXIV сес. Пробл. 2. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1972.
3. Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
4. Елисеев Н.А. Метаморфизм. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959. 410 с.
5. Ефимов А.А. Горячая тектоника в гипербазитах и габброидах Урала. — Геотектоника, 1977, № 1, с. 24—42.
6. Ефимов А.А., Кейльман Г.А. Метаморфизм и метасоматизм в связи с габбро-гипербазитовыми комплексами Урала. — кн.: Региональный метаморфизм, метасоматизм и металлогения Урала: Тез. докл. Свердловск: УПИ, 1975, с. 6—8.
7. Ефимов А.А., Ленных В.И., Пучков В.Н. и др. Путеводитель экскурсии Офиолиты Полярного Урала. М.: Наука, 1978. 164 с.
8. Ефимов А.А., Царицын Е.П. Образование пироповых амфиболитов по оливиновым габброидам в контактовой зоне Кемпирсайского гипербазитового массива. — В кн.: Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1975, с.26—36. (Тр. СГИ; Вып. 116).

9. Золоев К.К. Серпентинизация и асбестообразование. — В кн.: Асбесты СССР. М., 1974, (Тр. ВИМС; Вып. 1) с. 33–40.

10. Золоев К.К. Петрогенетические аспекты процесса серпентинизации альпинотипных гипербазитов. — В кн.: Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск; Урал. политехн. ин-т, 1976, с. 38–43.

11. Золоев К.К., Левин В.Я., Минкин Л.М. и др. Метаморфизм и рудообразование в Уральском складчатом поясе. — В кн.: Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск: Урал. центр АН СССР, 1977, с. 147–160.

12. Кейльман Г.А. Геология метаморфических фаций. — В кн.: Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск, 1977, с. 29–40.

13. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 209 с.

14. Кейльман Г.А., Бутин В.В. Геологические условия образования глаукофановых сланцев и эклогитов Урала. — В кн.: Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1975, с. 5–15. (Тр. СГИ; Вып. 116).

15. Коптев-Дворников В.С., Кузнецов Е.А. Борзовское месторождение корунда. — Тр. Ин-та прикл. минералогии, 1931, № 47, с. 23–41.

16. Ленных В.И. Эклогитовый и глаукофановый метаморфизм в геологической истории Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1977, с. 170–182.

17. Маракушев А.А. Петрохимические типы эклогитов и вопросы их генезиса. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1972, № 2, с. 2–13.

18. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 1, с. 1–17.

19. Попов Б.А., Золоев К.К., Рапопорт М.С. Металлогения ранних стадий развития Уральской палеозойской эвгеосинклинали в свете новых данных геотектоники. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978, т. 12, с. 27–37.

УДК 551.25

*Н.Л. Добрецов*

## ГЛАУКОФАНОВЫЕ СЛАНЦЫ ТИХООКЕАНСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Глаукофансланцевые пояса имеют отношение к обсуждаемой здесь проблеме петрологии океанических пород постольку, поскольку эти пояса трактуются как доказательства наличия древних зон субдукции [22, 18, 20]. Более того, в концепции тектоники плит глаукофановые сланцы занимают одно из ключевых мест. Как следует из моделей, они должны формироваться в зонах субдукции, если только происходит достаточно быстрое (5–10 см/год) "засасывание" осадков и вулканитов глубоководных желобов и частично океанической коры на глубину до 60 км [22, 28]. При таком постулируемом процессе плита и "засасываемые" осадки не успевают прогреться выше 500°, чем и объясняются высокие давления (до 16 кбар) при низких температурах (300–400°С), необходимые для образования глаукофановых сланцев с жадеитом. Однако эта проблема оказывается намного сложнее [3, 4].

Прежде всего отметим, что Тихий океан — единственный, в обрамлении которого встречаются глаукофановые сланцы. Исключение составляет бассейн Карибского моря, где (на Кубе и в других местах) известны глаукофановые сланцы мезозойского возраста [14], вероятно, аналогичные сланцы драгированы из желоба Пуэрто-Рико [13]. Однако этот участок

не относится к структуре Атлантического океана: по современным реконструкциям до середины мела он составлял единое целое с Альпийско-Средиземноморским поясом и был отделен при позднемезозойском раскрытии Северной Атлантики. Для современной структуры Атлантики, Индийского и Северного Ледовитого океана отсутствие глаукофановых сланцев коррелируется с отсутствием здесь зон субдукции Западно-Тихоокеанского типа. Но удивительным является факт, что глаукофановые сланцы не появлялись здесь и в прошлом, несмотря на неоднократное открытие Палеоатлантики<sup>1</sup> [8].

Глаукофансланцевые пояса внутри континента характерны для Альпийско-средиземноморского пояса (позднепалеозойского-мезозойского возраста) и Урало-Монгольского пояса (рифейско-нижнепалеозойского возраста). Но только в Тихом океане глаукофансланцевые пояса обрамляют современную океаническую структуру и проявлялись неоднократно в промежутке времени от рифея до третичного времени. Важно отметить, что глаукофансланцевые пояса окружают Тихий океан и с восточной стороны, где современные островные дуги отсутствуют. Это пояс Курепто в Чили палеозойского возраста, проявления глаукофановых и жадеитовых пород в Гватемале, Западно-Калифорнийский пояс, сложенный фармацией Францискан и его прерывистое продолжение в Канадских Кордильерах и на Аляске [16]. В то же время далеко не каждая ранее существовавшая здесь островная дуга сопровождается глаукофановым поясом. Например, в южной части Чили существовала в поздней юре и мелу островная дуга и окраинное море, которые прекратили существование в позднем мелу [15], но глаукофановые сланцы этого возраста здесь не обнаружены. Активизация мелового возраста с образованием новых дуг и окраинных морей характерна и для северо-запада Тихоокеанского обрамления, где глаукофановые сланцы этого возраста нехарактерны или проблематичны [3, 5].

Крупнейшие глаукофансланцевые пояса в Японии и на Сахалине — Санбогава и Сусунайский, трактовавшиеся как пояса мелового возраста, главный этап глаукофанового метаморфизма претерпели, по-видимому, в раннем мезозое, а в мелу испытали лишь зеленосланцевый диафорез одновременно с развитием поясов гранитов и зонального метаморфизма андалузит-силлиманитового типа (Риоке-Абакума, Хидака и др.), трактуемых как корни островных дуг мелового возраста. Огромный Охотский, или Катазиатский вулканический пояс этого же возраста ( $I_3-Cr_1$ ), который многими исследователями предположительно связывался с зоной субдукции, не сопровождается какими-либо проявлениями глаукофанового метаморфизма этого возраста. Только на Западе США, в Калифорнии и Орегоне, глаукофановый метаморфизм, повторявшийся неоднократно около 140–150, 120, 90–100 и 70 млн. лет, сопровождался кислым магматизмом в Сьерра-Невада с максимумами 130-140, 100-110 и 55–70 млн. лет. Обзор литературы по этим вопросам содержится в работах [21, 22, 4]. Однако это совпадение скорее исключение, чем правило, чаще наблюдается

<sup>1</sup> Исключение представляют кросситсодержащие породы Западного побережья Ирландии, но они не образуют протяженного пояса и относятся к комплексам, переходным к зеленосланцевым.

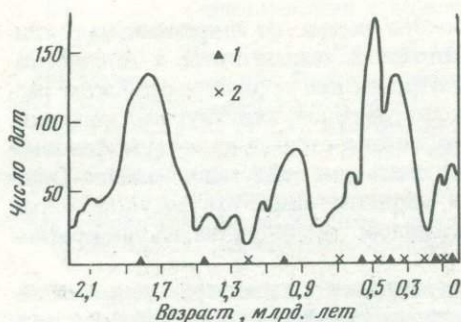


Рис. 1. Распределение возрастов метаморфических пород и эпохи глаукофанового метаморфизма

1 — максимумы термодинамометаморфизма и гранитизации; 2 — эпохи глаукофанового метаморфизма

более позднее проявление кислого магматизма и плутонометаморфизма андалузит-силлиманитового типа.

В активных окраинах андийского типа глаукофановые сланцы, по-видимому, вообще не появляются. Они неизвестны вдоль Анд, исключая юг Чили, где до конца мела существовали окраинное море и дуга. Окраины андийского типа существовали в конце палеозоя в Палеоатлантике [8], именно поэтому, по-видимому, глаукофановые сланцы здесь отсутствуют.

В Тихоокеанском обрамлении глаукофановый метаморфизм проявлялся лишь в определенные краткие промежутки времени, предшествующие эпохам гранитного магматизма и андалузит-силлиманитового метаморфизма и синхронные с аналогичными эпохами в Урало-Монгольском и Альпийско-Средиземноморском поясе (рис. 1). Наиболее четко выделяются эпохи около 450, 330, 220, 180, 150, 120, 90 и 60 млн. лет, менее четко — 1100 и 650 млн. лет, наиболее достоверные лишь в Урало-Монгольском поясе [3]. Эти эпохи соответствуют фазам складчатости или фазам активизации и характеризуют дискретность либо образования, либо выведения на поверхность и сохранения глаукофановых сланцев (см. ниже). Глаукофановые сланцы часто обнаруживаются в подошве крупных надвигов офиолитов, например, на Полярном Урале, Куртупшинском поясе [12], Папуа [19] и других местах. Но более характерно, что они образуют самостоятельные протяженные пояса (до 2000 км), сопоставимые по морфологии и составу пород с глубоководными желобами [3].

Независимо от возраста среди глаукофансланцевых поясов можно выделить два типа, которые условно можно назвать глаукофансланцевый (Западно-Тихоокеанский) и эклогит-глаукофановый (Калифорнийский). Первый тип характерен в палеозое и мезозое для западной окраины Тихого океана от Кореи до Сулавеси. Пояса здесь имеют разный возраст от раннего палеозоя до позднего мезозоя включительно [5, 3], но в целом они конформны современным дугам и желобам, за исключением Олойской зоны Верхояно-Чукотской складчатой области и зоны Сусунай-Камуйкотан на Сахалине и Хоккайдо. Последняя примечательна также тем, что она располагается с внутренней (континентальной) стороны от разновозрастной островодужной структуры — зоны Хидака, для которой характерны андезитойды, граниты и термодинамометаморфизм андалузитового типа. Эти пояса, расположенные в области развития современных островных дуг и окраинных морей, отличаются почти полным отсутствием эклогитов,

кроме комплекса Хигаши-Акаиши в поясе Санбогава и Пекульнейского пояса, где присутствуют тела гранатовых пироксенитов в ультрабазитах.

Второй тип поясов распространен на противоположной стороне Тихого океана, от Аляски до Южной Калифорнии. Здесь среди глаукофановых сланцев и в зонах меланжа встречаются блоки и тела эклогитов. В Западно-Тихоокеанском типе нет мощных зон меланжа (за исключением Корякии и узких, предположительно меланжевых зон Маизуру и Куросегава в Центральном Хоккайдо), нет тесной корреляции глаукофановых сланцев с крупными надвигами офиолитов (особенно в Японии и на Сахалине). Вариантами этого типа являются палеозойский Пенжинский пояс в Корякии и мезозойский пояс Санбогава в Японии. В южной части Тихого океана распространение разнотипных поясов прямо противоположно — в Восточной Австралии и Новой Каледонии известны проявления эклогит-глаукофанового метаморфизма, а пояс Курепто в Чили ближе соответствует глаукофансланцевому Западно-Тихоокеанскому типу.

Примеры эклогит-глаукофанового метаморфизма известны также на Урале и Альпах [16]. Во всех этих случаях нет четких доказательств наличия параллельного пояса термодинамометаморфизма. Как видно на примере Западной Калифорнии [4], нет необходимости предполагать островную дугу параллельно поясу эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма. В Альпах, например, проявления термодинамометаморфизма (лепонтинский купол) отчетливо накладывается на эклогит-глаукофансланцевый метаморфизм. Здесь характерны крупные надвиги офиолитов и доказательства полистадийных обдукций (или субдукций) и метаморфизма; для Альп, в частности, такие доказательства следуют из геологических, минералогических и геохронологических данных [24, 23].

В Западно-Тихоокеанском типе, напротив, очень характерны парные контрастные пояса глаукофансланцевого и андалузитового типа, которые сопоставляются с современными желобами и зонами субдукции, с одной стороны, и андезитовыми островными дугами — с другой. Соответствующая модель парного метаморфизма и андезитового вулканизма в этих структурах, согласованная с гипотезой субдукции, показана на рис. 2 [21, 22]. Аналогичные модели были предложены почти одновременно А. Мияширо [25, 26]. Правда, в последних вариантах [26] модель усложнена, и на примере зон Камуикотан и Хидака согласована с моделью автономного раскрытия окраинных морей и последующей полистадийной субдукции — сначала к западу под континент, затем к востоку под островную дугу ([26], рис. 5).

При рассмотрении таких схем автору неоднократно приходилось обращать внимание [3], что и в Западно-Тихоокеанском типе парные пояса формируются одновременно. Глаукофансланцевые пояса формируются на ранней стадии, а термодинамометаморфизм, андезитовый вулканизм и гранитный плутонизм — позже, и в ряде случаев соответствующие зоны накладываются на глаукофансланцевые (северная часть пояса Сусунай, южная часть пояса Санбогава и др.). В более общем виде раннее "догранитное" образование глаукофановых сланцев и других проявлений метаморфизма натрового, или фемического профиля (спилитизация и зеленокаменное изменение эффузивов и т.д.) доказывалось многими авторами [1, 9 и др.].

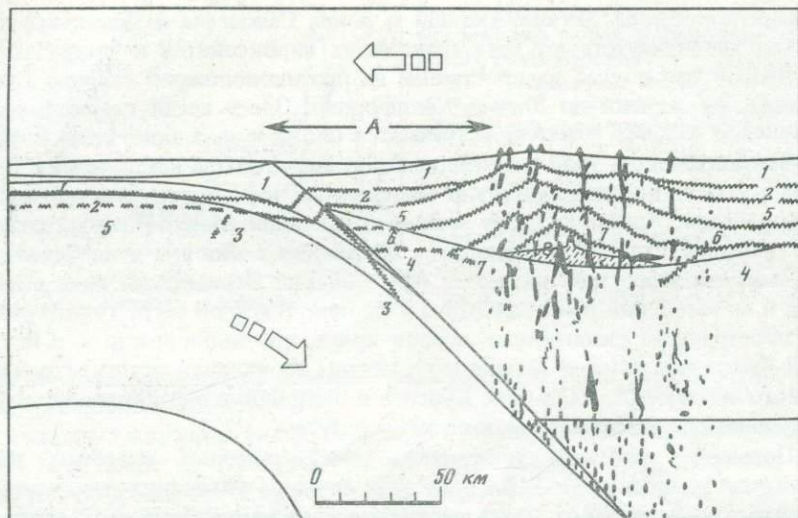


Рис. 2. Распределение метаморфических фаций в зонах субдукции и вулканической дуги [22]

*A* — расстояние между желобом и вулканической дугой (преддуговой бассейн). Черные тела и точки — поднимающиеся капли и струи магмы. Метаморфические фации: 1 — цеолитовая ( $B_2a$ ); 2 — пренит-пумпеллитовая ( $B_2b$ ); 3 — глаукофансланцевая ( $C_4$ ); 4 — эклогиты (фации  $C_3-C_2$ ); 5 — зеленосланцевая ( $B_4$ ); 6 — низкотемпературная амфиболитовая ( $B_2$ ); 8 — гранулитовая ( $B_1$ )

Для глаукофансланцевого (Западно-Тихоокеанского) и эклогит-глаукофансланцевого (Калифорнийского) типов намечаются систематические отличия в эволюции Р-Т условий (рис. 3). На рис. 3 видна группировка точек, определенных различными геотермобарометрами, в три линии, из которых первая соответствует обычному зеленосланцевому и начальному (пренит-пумпеллитовому) метаморфизму, вторая — Западно-Тихоокеанскому, третья — Калифорнийскому [6]. Аналогичные линии эволюции намечены в работе [23]. Калифорнийскому типу эволюции принадлежат также точки пород максютовского комплекса на Южном Урале и часть точек эклогит-глаукофановых комплексов Альп. Для третьей и менее отчетливо для второй линии устанавливается спад давления при повышении температуры метаморфизма.

Такой путь эволюции — с максимумом по давлению — обосновывался для глаукофансланцевого (или "эмбрионального") метаморфизма Л.Л. Перчуком [10, 11]. Указанные авторы объясняли этот путь эволюции избыточным давлением порядка 3–4 кбар, возникавшем вследствие тектонических причин — стресса в субдуктируемой плите. Однако существующие эксперименты и расчеты [17, 21] показывают, с нашей точки зрения, малую вероятность большой роли тектонического "сверхдавления" из-за релаксирующего влияния флюида. Однако важнейшим критерием здесь является отсутствие сланцеватости (или слабый, невыдержанный ее характер) во многих типичных жадеит-глаукофановых комплексах, в частности во Францисканском комплексе Калифорнии. Сильно деформированные

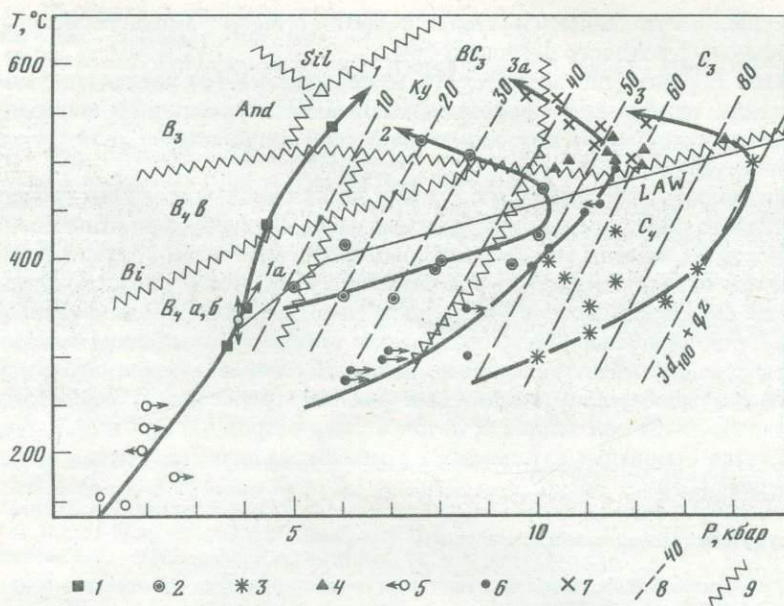


Рис. 3. Термобарометрия глаукофансланцевых комплексов и пути эволюции  $T$  и  $P$  для разных типов низкотемпературного метаморфизма [3, 6, 10, 11]

1-3 - параметры зеленосланцевого (1) глаукофанзеленосланцевого (2), глаукофансланцевого (3) и эклогит-глаукофансланцевого (4) типов метаморфизма по геотермобарометру автора (слюды-амфиболы-пироксены); 5-7 - то же по оценке Л.Л. Перчука и др.; стрелки 1-4 - пути эволюции  $P$  и  $T$  (см. в тексте); 1-3 - по данным автора; 1a, 2a, 3a - по данным Л.Л. Перчука и др.; 8 - изолинии содержания жадеита; 9 - границы субфаций

глаукофановые сланцы с синкинематической кристаллизацией глаукофана и жадеита (например, максютовский комплекс на Южном Урале [3] могут соответствовать ситуации, когда движение (надвигание) продолжается во всей массе метаморфизируемых осадков (особенно в нижней краевой части призмы осадков или в зоне надвига).

По нашей модели [3, 4] избыточное давление создается буферным давлением флюида, возникающем при быстрой дегидратации и медленном просачивании флюида. В рамках этой модели отличие кривых 2 и 3 на рис. 3 объясняется тем, что в калифорнийском типе быстрые и крупные надвиги обуславливают большую скорость нагревания, дегидратации и меньшую проницаемость из-за "экранирования" надвигом. Этому способствуют также мощные грауваксовые толщи, богатые водными минералами. Эклогиты возникают за счет метаморфизма базальтоидов или габбро и офиолитов глубинной части перекрывающей пластины. В последнем случае хорошо объяснима регрессивная направленность преобразования (метагаббро-амфиболиты  $\rightarrow$  эклогиты  $\rightarrow$  глаукофановые породы), отчетливо устанавливаемая в Альпах [23], на Полярном Урале и других местах.

Западно-Тихоокеанский (глаукофансланцевый) тип, возможно, теснее связан с моделью субдукции (см. рис. 2), или отражает более медленные

обдукцию, нагрев и дегидратацию и соответственно меньшую величину избыточного флюидного давления.

Таким образом, для барического метаморфизма (со сверхдавлением), как и для термодинамометаморфизма, возможно несколько модельных вариантов, каждому из которых эмпирически соответствует своя геологическая ситуация.

Образование глаукофановых сланцев не является, как видно из вышеизложенного, прямым доказательством наличия субдукции. Более того, предложенная модель многостадийного надвигания островодужной литосферы на океаническую [4] в сочетании с фактами о сложном распределении очагов землетрясений и поля напряжений в сейсмофокальных зонах Бениоффа-Заварицкого позволяют трактовать последние как зону деформации с иным характером движений, чем в модели субдукции. В свою очередь это вместе с другими фактами (особенности андезитового вулканизма, высокий тепловой поток в тылу островных дуг и др.) лучше согласуется с моделью автономного и многократного расширения окраинных морей [27].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 128 с.
2. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию, Новосибирск: Наука, 1980.
3. Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
4. Добрецов Н.Л. Модель глаукофансланцевого метаморфизма и ее отношение к проблемам францисканской толщи Калифорнии. — Геология и геофизика, 1978, № 11, с. 7–14.
5. Добрецов Н.Л., Курода Н. Геологические закономерности глаукофанового метаморфизма в С-З части Тихоокеанского обрамления. — Геология и геофизика, 1969, № 12, с. 7–18.
6. Добрецов Н.Л., Лаврентьев Ю.Г. Термобарометрия по белым слюдам и натровым амфиболом и пироксенам. — В кн.: XI съезд Междунар. минерал. ассоциации. Новосибирск: ИГиГ, 1978, т. 2, с. 35–36.
7. Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Лавсонит-глаукофановые метаморфические сланцы Северо-Западной Камчатки. — ДАН СССР, 1965, т. 160, № 1.
8. Зонешайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
9. Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А. Метаморфизм Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1971. 134 с.
10. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 318 с.
11. Перчук Л.Л., Аранович Л.Я. Режим эмбрионального метаморфизма. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 11.
12. Петрология и метаморфизм древних офиолитов/Авт. Н.Л. Добрецов, Ю.Е. Молдавцев, А.П. Казак и др. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
13. Силантьев С.А. Метаморфические породы подвижных зон Атлантического океана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: Ин-т океанологии, 1978. 22 с.
14. Сомин М.Л., Добрецов Н.Л., Лаврентьев Ю.Г. и др. Глаукофановые и эпозклогитовые породы на юге Центральной Кубы. — ДАН СССР, 1975, т. 221, № 2.
15. Тарни Дж., Далзил И., де Вит М. Дж. Комплекс краевого бассейна "рокас вердес" в Южном Чили. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 143–159.
16. Фации регионального метаморфизма высоких давлений/Н.Л. Добрецов, В.С. Соболев, Н.В. Соболев, В.В. Хлестов. М.: Недра, 1974. 328 с.
17. Bruce W.F., Ernst W.G., Kallberg R.W. An experimental study of tectonic overpressure in Franciscan rocks. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 61, N 2.

18. *Coleman R.G.* Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, p. 1212–1222.
19. *Davies H.L.* Peridotite-gabbro-basalt complex in Eastern Papua. — *Austral. Bur. Miner. Resour., Geol. Geophys. Bull.*, Canberra, 1971, N 128, p. 48.
20. *Dewey J.F., Bird J.M.* Mountain belts and the new global tectonics. — *J. Geophys. Res.*, 1970, vol. 75, N 14.
21. *Ernst W.G.* Metamorphism and ancient continental margins. — In: *The geology of continental margins*. N.Y.: Spring.-Verl., 1974, p. 907–919.
22. *Ernst W.G.* Tectonic contact between Franciscan melange and Great Valley sequence — crustal expression of a late Mesozoic Benioff Zone. — *J. Geophys. Res.*, 1970, vol. 75, N 5, p. 886–901.
23. *Ernst W.G.* Tectonics and prograde versus retrograde P–T trajectories of high pressure metamorphic belts. — *Rend. Soc. ital. miner. e petrol.*, 1977, vol. 33(1), p. 919–220.
24. *Frey M., Hunziker J.C., Frank W.* et al. Alpine metamorphism of the Alps: A review. — *Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.*, 1974, vol. 54, p. 247–290.
25. *Miyashiro A.* Metamorphism and metamorphic belts. L.: George Allen, 1973. 492 p.
26. *Miyashiro A.* Subduction — zone ophiolites and island — arc ophiolites. — In: *Energetics of geological processes*/Ed. S. Saxena, S. Bhattacharji. N.Y.: Spring.-Verl., 1977, p. 188–213.
27. *Sharaskin A.Y., Bogdanov N.A., Zakariadze G.S.* Geochemistry and timing of the marginal basin and arc magmatism in the Philippine Sea. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1981, vol. 300, p. 287–297.
28. *Toksöz M.N., Minear J.W., Julian B.R.* Temperature field and geophysical effects of downgoing slab. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, N 5, p. 1113–1138.

УДК 551.25:550.36

*Е.П. Леликов*

## МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ГРАНИТОИДЫ ДНА ЯПОНСКОГО И ВОСТОЧНО-КИТАЙСКОГО МОРЕЙ

Изучение гранитоидного магматизма и метаморфических образований дна окраинных морей имеет важное значение для познания основных закономерностей формирования земной коры в зоне перехода от континента к океану, которая неоднородна по своему строению и мощности в различных морфоструктурах дна этих морей.

Земная кора шельфа у берегов Приморья мощностью до 26 км имеет четко выраженное трехчленное строение с мощностью промежуточного ("гранитного") слоя до 10 км [2]. Строение коры крупных подводных возвышенностей сходно с корой континентального типа, а ее отличие состоит в уменьшении общей мощности (20–24 км) за счет сокращения мощности "гранитного" слоя, который в пределах Ямато не превышает 6,5 км, под Восточно-Корейской возвышенностью и хребтом Оки составляет порядка 3 км, а в трог Окинава (Восточно-Китайское море) мощность этого слоя изменяется от 9,6 на материковом склоне до 3,1 км у его оси.

Метаморфические образования и гранитоиды играют важную роль в строении участков дна, характеризующихся корой "субконтинентального" типа, слагая крупные массивы в пределах подводных возвышенностей, шельфа материкового и островного склонов Японского и Восточно-Китайского морей. Среди них выделяются высокометаморфизованные

толщи докембрия с ультраметаморфогенными анатектоидными гранитами, палеозойские, меловые и третичные гранитоиды (рис. 1, см. вкл.).

В западной части Японского моря в пределах подводного продолжения Сино-Корейского щита (возвышенность Криштофовича) установлены породы гнейсо-мигматитового комплекса архей-раннепротерозойского возраста (2729, 2231, 2139, 2097, 1983 млн. лет), представленные роговообманковыми, биотит-роговообманковыми плагиогнейсами, мигматитами, биотитовыми и лейкократовыми гнейсогранитами. Состав роговой обманки и биотита, парагенезис минералов, широкое проявление мигматизации свидетельствуют о том, что породы этого комплекса сформировались в условиях амфиболитовой фации и представляют собой образования среднеглубинных формаций регионального метаморфизма.

К северу от возвышенности Криштофовича на Восточно-Корейской возвышенности развиты гранат-амфибол-биотитовые, биотит-роговообманковые и биотитовые плагиогнейсы, представляющие собой ксенолиты и реликты метаморфических пород, залегающие в краевых частях гранитного массива. Они сформировались в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма. По соотношению щелочей (K и Na) они, как и породы гнейсо-мигматитового комплекса возвышенности Криштофовича (рис. 2), могут быть отнесены к метаморфическим формациям калинатрового ряда [6].

В северо-восточной части Восточно-Китайского моря в пределах глубоководного трога Окинава [5] установлен блок метаморфических пород, представленный двумя комплексами. Нижний комплекс сложен амфиболитами, роговообманковыми сланцами, биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами с прослоями кальцитовых мраморов. В его составе отмечаются плагиогнейсо-граниты в виде мелких тел и жильного материала мигматитов, которые представляют собой лейкократовые мобилизаты, образующиеся в процессе ультраметаморфизма осадочно-метаморфических толщ в среднеглубинных условиях амфиболитовой фации.

В составе верхнего комплекса развиты биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-мусковитовые и альбит-мусковитовые сланцы с прослоями кальцитовых мраморов. Сланцы этого комплекса являются продуктами регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации первичного терригенно-осадочных отложений (глинистые, песчано-глинистые и карбонатные осадки), которые по химическому составу относятся к формации калинатрового типа.

В западной части Японского моря на юго-восточном склоне Восточно-Корейской возвышенности установлены многочисленные выходы гранитов крупного массива, протягивающегося в пределах изученной его части (с севера на юг) примерно на 200 км при ширине свыше 25 км, который сложен микроклиновыми биотитовыми и лейкократовыми гранитами с жилами пегматитов.

Широкое развитие крупнопорфировых разностей, выделения в которых представлены решетчатым микроклином с высокой степенью упорядоченности (0,9–1,0) с большим количеством часто мирмекитизированных включений плагиоклаза в них, а также состав биотитов, характерный для абиссальных гранитоидов [8], и отсутствие магнетита в этих гранитах

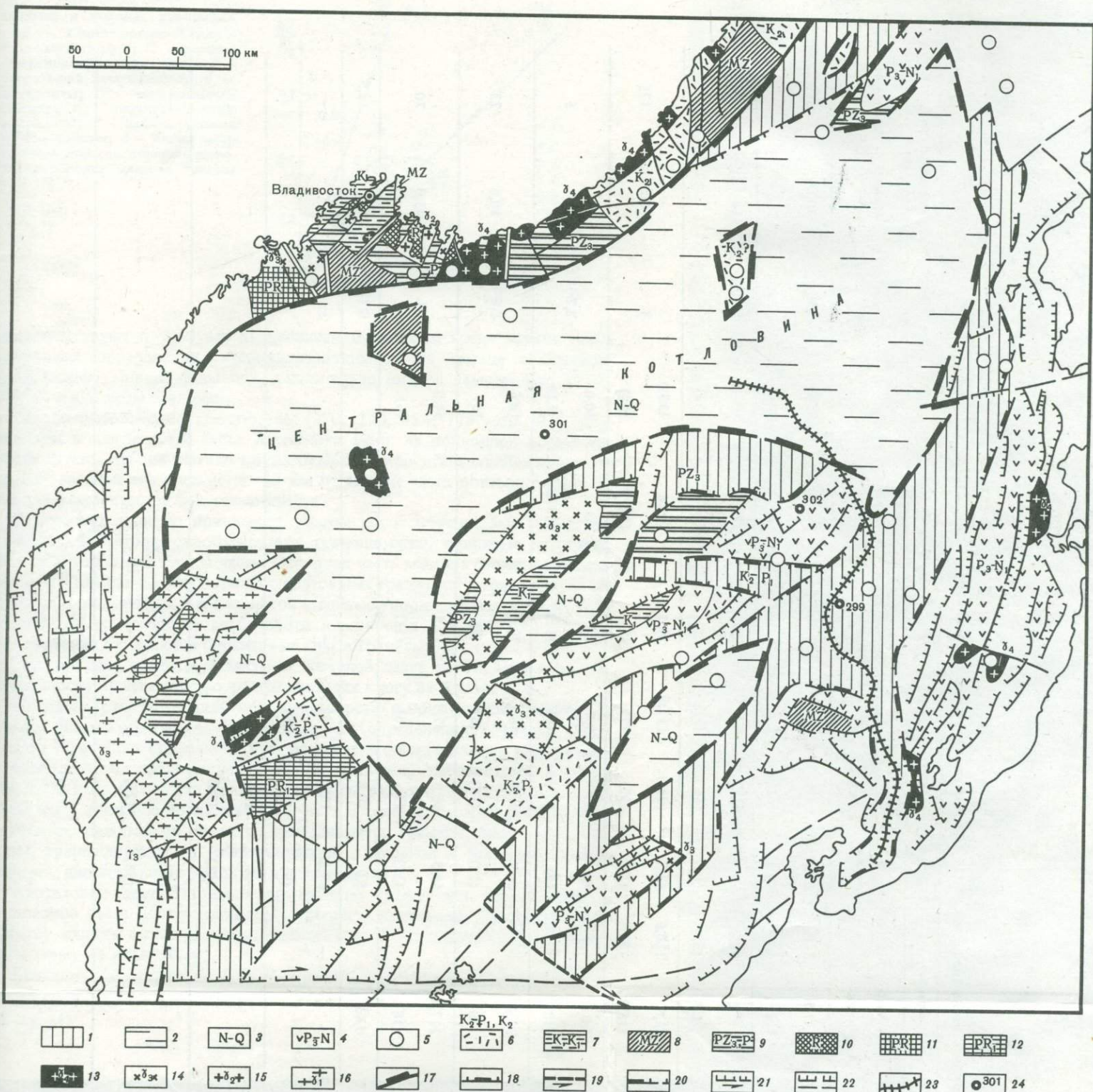


Рис. 1. Схематическая геологическая карта дна Японского моря (составлена совместно с И.И. Берсеневым)

1, 2 – типы земной коры: 1 – переходной от материкового к океаническому; 2 – субокеанический, субконтинентальный тип не заштрихован; 3–16 – комплексы пород: 3 – неоген-четвертичные отложения; 4 – олигоцен-миоценовые отложения; 5 – палеоген-неогеновые базальтоиды; 6 – верхнемеловые-палеоценовые ( $K_2$ -P) и верхнемеловые отложения; 7 – меловые (K) и нижнемеловые ( $K_1$ ) отложения; 8 – мезозойские отложения; 9 – верхнепалеозойские ( $Pz_3$ ) и пермские (P) отложения; 10 – рифейские метаморфические породы; 11 – протерозойские метаморфические породы; 12 – архей-нижнепротерозойские метаморфические породы; 13 – меловые гранитоиды; 14 – палеозойские граниты; 15 – рифейские граниты; 16 – протерозойско-палеозойские гранитоиды; 17–22 – разломы различного типа; 23 – желоб Тояма; 24 – буровая скважина и ее номер

17 – протерозойско-палеозойские гранитоиды; 18 – меловые гранитоиды; 19 – палеозойские граниты; 20 – рифейские граниты; 21 – протерозойско-палеозойские гранитоиды; 22 – архей-нижнепротерозойские метаморфические породы; 23 – желоб Тояма; 24 – буровая скважина и ее номер

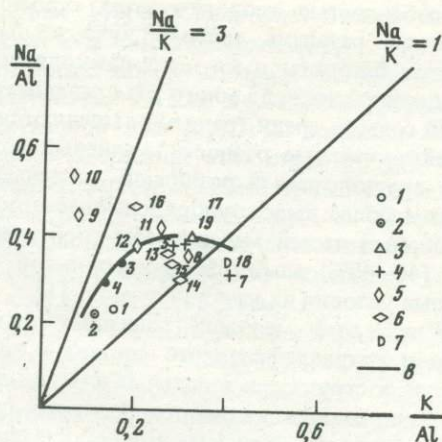
к ст. Ш.А. Адамия и др.

Таблица 1

Средние содержания некоторых элементов-примесей ( $10^{-4}\%$ ) в различных типах гранитоидов

Элементы	Диориты-гранодиориты				Граниты			Граниты			Мантийные гранитоиды (по [29])		
	Локский массив	Храмский массив	Дзиркульский массив	Софийский блок	Локский массив	Храмский массив		Дзиркульский массив	Софийский блок	Тебердо-Дигорский	Толентовый ряд	Андезитовый ряд	Латитовый ряд
						граниты	кварц-порфиры						
F	233,5 (10)	412,5 (8)	497,7 (11)	380,0 (32)	308,7 (8)	543,0 (3)	—	417,0 (10)	392,0 (137)	980,0 (52)	150,0	700,0	600
Li	5,1 (10)	6,9 (12)	14,7 (20)	40,0 (32)	6,7 (12)	4,2 (6)	6,3 (3)	9,5 (9)	29,4 (137)	50,0 (52)	5	18	21
Rb	47,3 (10)	66,9 (11)	85,6 (15)	120,0 (32)	82,2 (12)	123,3 (12)	117,0 (9)	74,4 (9)	187,6 (137)	230,0 (52)	3	100	125
Sn	1,6 (7)	3,0 ( )	4,0 (18)	4,0 (32)	4,5 (9)	6,5 (12)	5,0 (8)	3,1 (11)	7,3 (137)	30,0 (52)	2,7	2,0	5
V	10,1 (9)	—	31,7 (18)	—	26,7 (12)	81,0 (15)	46,1 (8)	70,0 (8)	—	18,6 (6)	2,8	10,0	23
Ni	81,4 (8)	102,5 (8)	117,2 (18)	—	58,5 (12)	88,8 (9)	47,5 (8)	35,5 (11)	—	54,0 (6)	75	43,0	70
Co	—	0,58	0,43	—	5,9	10,8	—	7,7	—	—	0,18	3,6	12,5
Cr	36,4 (5)	106,7 (4)	—	—	67,2 (9)	120,1 (5)	157,52 (5)	—	—	—	—	—	—
Pb	7,5 (19)	9,3 (15)	—	—	9,6 (41)	12,6 (25)	—	—	—	—	—	—	—
Zn	0,88 (29)	1,58 (15)	—	—	1,1 (56)	2,44 (25)	—	—	—	—	—	—	—

Рис. 2. Диаграмма соотношения щелочей в породах комплекса  
 1 — биотит-роговообманковые плаггиогнейсы; 2 — роговообманковые плаггиогнейсы; 3 — биотитовый плаггиогнейс; 4 — мигматиты; 5 — плаггиогнейсограниты; 6 — биотитовые гнейсограниты; 7 — лейкократовые гнейсограниты; 8 — линия средних значений соотношения щелочей в породах массива Нанним



свидетельствуют о том, что вышеописанные породы представляют собой глубинные образования, кристаллизовавшиеся из магмы с высоким содержанием водной фазы при сравнительно низкой температуре (570–620°C) и высоком давлении.

Позднепалеозойские гранитоиды (270, 220, 194, 178 млн. лет) установлены в центральной части Японского моря на подводной возвышенности Ямато, где они слагают крупный массив, протягивающийся примерно на 220 км при его ширине до 50 км от южной части возвышенности до северной оконечности Северного хребта.

В строении массива принимают участие роговообманковые кварцевые диориты, биотито-роговообманковые гранодиориты, поднятые на отдельных станциях в его южной части. Основная часть массива сложена биотитовыми, лейкократовыми двуполевошатовыми гранитами и гранит-порфирами с микроклин-пертитом с высокой степенью упорядоченности (0,75–1,0) и высоким содержанием альбитового компонента (29,2–45,3%). Реже в его сложении отмечаются биотитовые плаггиограниты.

Аналогичные граниты развиты в северной части хребта Оки и на возвышенности Пржевальского, расположенных к югу от Ямато.

Меловые граниты развиты довольно широко и обнаружены в различных частях Японского моря. Радиоизотопные определения возраста (К-Аг метод) позволяют подразделить их на ранне- и позднемеловые комплексы.

Раннемеловые гранитоиды (110, 102 млн. лет) наблюдаются в северной части возвышенности Криштофовича, где они слагают крупную (свыше 2000 км<sup>2</sup>) сложную по составу интрузию, в составе которой развиты биотит-роговообманковые диориты, гранодиориты, граниты, биотитовые граниты, гранит-порфиры и сиенит-порфиры с жильной и дайковой фацией аплитов, диоритовых порфиритов и спессартитов.

Биотитовые двуполевошатовые граниты (110,5 млн. лет), поднятые в западной части Центральной глубоководной котловины (возвышенность Гебасс), сходны с гранитами вышеописанного массива и могут быть отнесены к этому же комплексу.

Позднемеловые граниты (90, 78, 60 млн. лет) развиты на шельфе и материковом склоне у берегов южного и юго-восточного Приморья.

Особенностью геологического строения шельфа Приморья является широкое развитие кислых интрузивных пород (гранитов), которые слагают батолиты и крупные лакколитообразные тела, площадь которых в подводной части во много раз превышает их береговые выходы.

По составу среди гранитов выделяются двуполюсовчатые биотитовые и лейкократовые разновидности, калиевый полевой шпат в которых представлен ортоклазом с различной степенью упорядоченности (0,37–0,72), причем более высокоупорядоченные ортоклазы отмечаются в гранитах из глубинных частей массива. Им свойственно также значительное содержание (40–48%) альбитового компонента, что указывает на высокотемпературные условия их кристаллизации [1].

В целом для меловых гранитов характерно резкое изменение структурного и петрографического состава в пределах массива, развитие гранофириковых структур и зональных плагиоклазов. Эти данные, наряду с особенностями состава калиевого полевого шпата, могут свидетельствовать о неустойчивости режима кристаллизации, свойственного интрузивным породам, сформированным в условиях малых глубин.

В юго-восточной части Японского моря в пределах глубоководной котловины Хонсю со склонов подводной вулканической постройки, сложенной базальтами, андезито-базальтами, андезитами и их туфами подняты обломки гранитоидов, представляющие собой ксенолиты в эруптивных брекчиях базальтоидов. Среди них выделяются биотит-роговообманковые кварцевые диориты, биотитовые, лейкократовые и пегматоидные граниты, которые кристаллизовались в малоглубинных условиях из магмы, богатой летучими компонентами, о чем свидетельствует широкое развитие гранофириковых и пегматоидных структур.

По петрохимическому составу эффузивные породы и их интрузивные аналоги обнаруживают между собой большое сходство, что позволяет рассматривать их как производные единого магматического очага. Интрузивные породы (гранитоиды), вероятно, кристаллизовались в более глубокой жерловой части вулканической постройки. Повышенное давление летучих и водной фазы в этих участках привело к дифференциации расплава и способствовало образованию полнокристаллических пород.

Радиоизотопный возраст последних по данным К-Аг метода (12,2 млн. лет) свидетельствует о их формировании в неогеновое время.

Наличие гранитоидов во впадине Хонсю, которая отличается очень маломощным (1,67 км) промежуточным слоем со скоростью прохождения волн 5,6 км/сек [3], позволяет предполагать, что в процессе формирования этой впадины происходило переплавление материала сиалической коры и ее замещение базальтоидами.

В Восточно-Китайском море, кроме упомянутых ультраметаморфогенных гранитов, интрузивные породы обнаружены на банке Гонсоне, расположенной в восточной части трога Окинава. В ее пределах выделяется зональная интрузия, центральная часть которой сложена пироксен-роговообманковыми диоритами, а краевая — более кислыми биотит-роговообманковыми гранитоидами, которые характеризуются повышенной основностью, пониженной кальциевостью, а также повышением общей щелочности с возрастанием основности пород. Эти петрохимические особенности пород характерны для диоритов и гранодиоритов третичного возраста

пояса Симанто Юго-Западной Японии [4], что позволяет отнести мало-глубинные гранитоиды банки Гонсоне к третичному комплексу.

Наличие глубокометаморфизованных пород в пределах подводных возвышенностей позволяет рассматривать их как возможное продолжение докембрийских структур Китайской платформы в пределах Японского и Восточно-Китайского морей. А срезание этих структур глубоко-водными впадинами окраинных морей, наряду с наличием выходов пород докембрия на Японских островах (гнейсы Хида, Миясиро, 1976) может свидетельствовать о том, что глубокоководные впадины, лишенные "гранитного" слоя или характеризующиеся при сокращенной мощности (трог Окинава), закладывались на коре континентального типа.

Метаморфические породы и гранитоиды, участвующие в строении "гранитного" слоя земной коры окраинных морей Тихого океана, по своему составу, возрасту и происхождению сходны с образованиями окружающей суши, что может служить подтверждением предположения о едином плане строения и общих закономерностях формирования земной коры континента и окраинных морей. Однако образование глубинных гранитов и пород ультраметаморфогенных комплексов могло происходить при значительном погружении толщ в зонах интенсивной складчатости, т.е. в структурах с мощной корой "континентального" типа, и их нахождение в участках дна, мощность "гранитного" слоя в которых оценивается в 3–3,1 км, указывает на его сокращение в процессе образования впадин Японского и Восточно-Китайского морей.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Валуи Г.А., Афанасьева Г.Б., Марков Г.А.* Структурно-оптические типы каликатровых полевых шпатов малоглубинных гранитоидов. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 285–289.
2. *Васильковский Н.П., Безверхний В.Л., Деркачев А.Н.* и др. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. 260 с.
3. *Карп Б.Я.* Модели земной коры основных морфоструктур дна Японского моря. — В кн.: Сейсмические исследования в Японском море. Владивосток, 1979, с. 26–37.
4. *Коренбаум С.А.* Петрохимические особенности гранитоидов Японо-Курильской островной дуги. — В кн.: Петрология, петрохимия магматических и метаморфических пород. Владивосток, 1975, с. 6–33.
5. *Леликов Е.П., Берсенева И.И.* Метаморфические породы трюга Окинава. — Природа, 1979, № 11, с. 110–112.
6. *Мишкин М.А.* Метаморфические формации зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 7, с. 50–63.
7. *Миясиро А.* Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 535 с.
8. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.* Петрология магматических гранитоидов. М.: Недра, 1975. 271 с.

*Н.А. Панях, С.Ф. Соболев*

## МЕТАМОРФИЗМ РАССЛОЕННОГО КОМПЛЕКСА ОФИОЛИТОВ КЕМПИРСАЯ

Во многих районах распространения офиолитовых ассоциаций присутствуют зоны амфиболитов, обычно залегающих в основании покровов или надвинутых опрокинутых складок [1]. В настоящее время для амфиболитов этих ассоциаций отсутствуют детальные описания сосуществующих минералов и парагенетический анализ пород, что, в свою очередь, затрудняет изучение условий формирования и выяснение первичной природы амфиболитов.

Объектом настоящего исследования явились амфиболиты Кемпирсайского базит-гипербазитового массива на Южном Урале, который многими исследователями относится к офиолитовому типу. Вдоль восточной окраины его развиты гранатовые и цоизитовые амфиболиты, происхождение которых уже много лет занимает исследователей и трактуется в литературе по-разному. Некоторые исследователи считают, что амфиболиты — это древние амфиболовые сланцы или габбро, метаморфизованные до внедрения гипербазитов, т.е. являются вмещающими для последних, а участки массивных троктолитов в них — более молодые интрузивные образования или дифференциаты гипербазитовой магмы [3, 5, 7]. А.А. Ефимовым [2] было показано, что гранатовые амфиболиты образовались на месте троктолитов и оливиновых габброидов, а массивные троктолиты — реликты их, более слабо метаморфизованные. Изменение состава граната в амфиболитах при приближении к гипербазитам (повышение в нем содержания пироба) он связывал со сверхдавлением, обусловленным надвиганием гипербазитовой пластины на габбро. Все исследователи рассматривали амфиболиты и габброамфиболиты в отрыве от гиперобазитов.

Таким образом, важным вопросом является установление соотношений амфиболитов и габбро-амфиболитов с гипербазитами, выяснение первичной породы амфиболитов и условий метаморфизма их (прежде всего давления), отраженных в минеральных парагенезисах пород. Выяснению этих вопросов и посвящена данная работа.

Наиболее хороший разрез амфиболитов на восточной окраине Кемпирсая наблюдается по р. Куагач, между пос. Жусалы и Кемпирсай (рис. 1).

При изучении этого разреза нами было установлено, что гранатовые габбро-амфиболиты представляют верхнюю часть метаморфизованного расслоенного габбро-гипербазитового комплекса Кемпирсайского массива, который находится здесь, по-видимому, в запрокинутом залегании, так что верхняя (восточная) часть его залегает структурно ниже гипербазитов. Слои падают на запад под ультраосновной массив. В разрезе расслоенного полосчатого комплекса преобладают метаморфические породы (амфиболиты и их гранатовые и эпидотовые разности, амфиболовые серпентиниты), сланцеватость которых согласна с первичной полосчатостью. Сохранившиеся реликты первичных пород позволяют восстановить первичный разрез расслоенного комплекса.

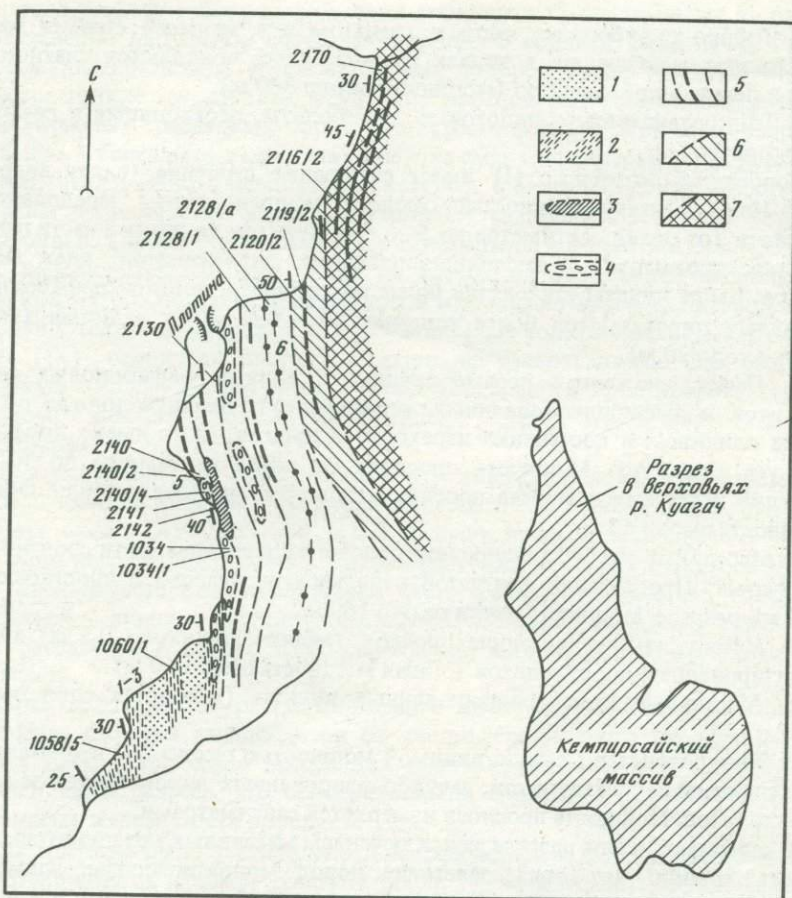


Рис. 1. Геологический разрез в верховьях р. Куагач и схема его местонахождения относительно ультраосновной части Кемпирсайского массива

1 – массивные и тонкоплиточные дуниты, часто серпентинизированные; 2 – тонкопереслаивающиеся метадуныты, амфиболовые перидотиты и амфиболизированные пироксениты, редко габбро; 3 – тонкорасслоенное тело амфиболовых перидотитов; 4 – буднированные метаморфизованные троктолиты; 5 – тонко- и прерывисто-полосчатые габбро-амфиболиты с гранатом; 6 – тонкорассланцованные цоизитовые амфиболиты (диафторированные); 7 – светлые диафториты с бревенчатой отдельностью. Цифры 1–6 на разрезе соответствуют типам минеральных парагенезисов на рис. 2

По направлению к апикальной части комплекса, от гарцбургитов (контакт с которыми не обнажен), наблюдается такая последовательность пород:

1. Полосчатый комплекс, представленный переслаиванием метадунитов, амфиболовых верлитов, амфиболизированных пироксенитов и в незначительной степени метагаббро (мощность около 400 м).

2. Метатроктолиты и гранатовые габбро-амфиболиты с прослоями метагипербазитов и амфиболизированных пироксенитов (мощность около 50 м).

3. Габбро-амфиболиты, часто с гранатом и в меньшей степени метатроктолиты, исчезающие в верхах разреза. Здесь появляются плагиоклазиты и пегматоидные габбро (мощность около 300 м).

4. Тонкосланцеватые эпидотовые амфиболиты, переходящие в светлые диафториты.

Полосчатый комплекс (I) имеет следующее строение (снизу вверх).

1. Нижняя пачка мощностью около 8 м представлена чередованием прослоев (от долей сантиметра до 5–6 см) дунитов (в нижней части пачки богатых хромитом) и амфиболизованных пироксенитов, реже метагаббро. Выше дуниты становятся более массивными, прослой амфиболизованных пироксенитов более тонкими (0,1–0,2 см) и редкими (мощность около 20 м).

2. Пачка, сложенная перемежающимися слоями амфиболовых метаверлитов и амфиболизованных пироксенитов. Верлиты иногда обогащены оливином и постепенно переходят в дуниты, часто имеют порфировидную структуру. Мощность прослоев от долей сантиметра до 30 см. Изредка встречаются тонкие прослой меланократовых метагаббро. Общая мощность около 40 м.

3. Массивные серпентинизированные дуниты, в средней части слоя тонкоплитчатые. Простираение плитчатой отдельности согласно с простираем прослоев в разрезе. Мощность пачки около 160 м.

4. Метадуниты, содержащие прослой (мощностью более 0,5 м) амфиболизованных пироксенитов (общая мощность около 60 м).

5. Массивные серпентинизированные дуниты (мощность слоя около 160 м).

6. Тонкослоистая пачка с видимой мощностью около 2 м представлена переслаиванием метадунигов, амфиболизованных пироксенитов и метатроктолитов. Мощность прослоев измеряется сантиметрами.

В описанной части разреза за исключением массивных метадунигов слоистость хорошо выражена, залегание пород моноклиальное, элементы залегания практически не меняются, более мелкой складчатости или плейчатости не отмечается. Пироксениты в разрезе практически полностью превращены в горнблендиты.

II. Залегające выше по разрезу массивные будинированные метатроктолиты переслаиваются с полосчатыми и слоистыми светлыми гранатовыми габбро-амфиболитами (метаморфизованными оливиновыми габбро). Они содержат также прослой мономинеральных амфиболовых пород (мощностью от долей до 15–20 см), образовавшихся, по-видимому, по пироксенитам. Эта пачка содержит также расслоенное тело перидотит-пироксенитового состава, превращенное в серпентин-паргасит-шпинелевую породу с реликтами оливина, переслаивающуюся с почти мономинеральной паргаситовой породой со шпинелью. Пироксениты здесь так же как и в габбро-амфиболитах, амфиболизованы и не отличаются от них. Слоистость и контакты тела параллельны полосчатости габбро-амфиболитов.

III. Верхняя часть разреза сложена преимущественно темными габбро-амфиболитами местами с гранатом, частично образованными по оливиновым габбро, реже — метатроктолитами, переслаивающимися между собой. Габбро-амфиболиты полосчатые или прерывисто-полосчатые, метатроктолиты более массивные и часто сохраняют первичную структуру породы.

Вверх по разрезу габбро-амфиболиты становятся более темными по цвету и постепенно вытесняют остальные породы. В верхней части пачки появляются плагиоклазиты и пегматоидные габбро. Среди них отмечаются изредка тонкие (мощностью 0,5–1 см) прослои почти мономинеральных темно-красных гранатовых пород. Слоистость пород в этой части разреза, особенно в верхах его выражена хуже, она сменяется прерывистой полосчатостью, что связано с первичной текстурой, с меньшей контрастностью и большей массивностью (габбро-пегматиты) слагающих эту часть разреза габброидов. Габбро почти полностью превращены в амфиболиты и гранатовые амфиболиты, которые далее на восток на протяжении нескольких десятков метров постепенно переходят в тонкосланцеватые диафторированные эпидотовые амфиболиты и затем в светлые тонкосланцеватые диафториты (IV), первичная природа которых не распознаваема. Они слагают широкую (более 500 м) зону субмеридионального простирания. Таким образом, с востока расслоенный комплекс массива ограничивается зоной диафтореза.

На протяжении всего разреза элементы залегания слоистости и полосчатости в габбро-амфиболитах и метагипербазитах, выдержанные (азимут падения около  $245-270^\circ$  при углах падения преимущественно  $30-40^\circ$ ). Все части расслоенного комплекса залегают согласно друг с другом. Верхняя преимущественно габброидная часть комплекса залегает согласно на нижней — дунит-верлит-пироксенитовой, составляя совместно с ней единый расслоенный (полосчатый) комплекс, типичный для офиолитовых формаций.

Характерной чертой рассматриваемого комплекса является ритмичное изменение окраски амфиболитов от светло-серо-зеленого до черного на фоне общего увеличения количества темноокрашенных пород в сторону верхней части разреза, что непосредственно связано с изменением (возрастанием) железистости пород.

Как впервые было установлено А.А. Ефимовым и Е.П. Царицыным [2] и подтверждается нашими данными (табл. 1), железистость пород, изменяясь ритмично, последовательно возрастает по разрезу в восточном направлении, по мере удаления от гарцбургитов. Это, наряду с появлением пегматоидных разностей и плагиоклазитов в восточной части разреза, характеризует ее как верхнюю, апикальную, по нашему мнению, часть расслоенного комплекса, находящегося в опрокинутом залегании.

В результате метаморфизма, наложенного на породы массива, перидотиты и дуниты подверглись амфиболизации или перекристаллизации, а габброиды и пироксениты превратились в амфиболиты местами с гранатом, или мономинеральные амфиболовые породы. Первичные породы содержатся в них в виде будин и реликтов, временами сохраняется реликтовая текстура и структура габброидов, реликтовые минералы, особенно хорошо сохраняются в массивных неполосчатых разновидностях, таких, как троктолиты и пегматоидные габбро. Массивные разновидности пород метаморфизованы слабее, в них часто отмечаются неравновесные ассоциации минералов и коронарные структуры. Полосчатые текстуры амфиболитов являются отчасти реликтовыми, унаследовавшими первичную магматическую неоднородность пород. Они аналогичны текстурам неметаморфизованных троктолитов и габбро, наблюдаемых, например, в западном эндоконтакте массива (в разрезе по р. Шандаша).

Таблица 1

Химический состав габбро-амфиболитов и амфиболитов

Компонент	2116/2	2119/2	2120/2	2128/a	2128/1	2130	2140	2140/2
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	53,94	48,95	44,66	50,40	49,26	44,0	46,70	44,71
TiO <sub>2</sub>	0,88	1,28	1,72	0,47	0,67	2,93	0,12	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,04	14,30	14,96	15,16	17,34	15,35	21,97	22,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,68	3,17	3,47	1,44	1,84	11,89	1,44	1,06
FeO	1,05	7,42	7,42	5,12	5,89	0,50	4,37	3,05
MnO	0,18	0,18	0,17	0,14	0,15	0,40	0,09	0,06
MgO	9,90	7,99	7,03	8,23	7,52	7,14	9,15	9,34
CaO	5,44	12,49	11,04	14,03	13,08	14,89	13,15	12,17
Na <sub>2</sub> O	1,86	2,66	1,91	2,29	2,48	1,51	1,74	1,76
K <sub>2</sub> O	0,04	0,02	2,98	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,09	1,01	0,03	0,06	0,46	0,02	0,02
FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,35	0,97	1,12	2,19	1,20	0,42	0,75	4,39
FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MgO	33,3	41,89	45,64	30,46	35,94	46,65	25,74	19,37

Таблица 1 (окончание)

Компонент	2140/4	2141	2142	1034	1034/1	1060/1	1058/5	2170
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	49,37	42,99	44,82	44,94	44,91	41,40	43,70	50,12
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,07	0,25	0,48	0,16	0,81	0,41	2,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,70	18,97	15,06	12,00	20,27	12,10	7,34	12,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,90	1,21	2,50	2,85	1,51	4,53	4,37	4,66
FeO	3,47	3,42	4,28	6,46	3,83	6,39	5,27	8,50
MnO	0,10	0,06	0,11	0,15	0,09	0,17	0,19	0,21
MgO	8,69	14,40	14,73	16,40	12,12	17,88	20,20	6,18
CaO	14,81	13,28	13,44	11,61	11,91	10,39	10,16	8,80
Na <sub>2</sub> O	2,10	0,60	0,98	1,42	1,58	1,28	0,63	4,00
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,02	0,12	0,06	0,43	0,27	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,02	0,02	0,19	0,02	0,23	0,14	0,15
FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,05	4,47	3,29	1,87	3,04	3,91	6,45	1,67
FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MgO	25,13	14,67	13,93	23,43	19,21	24,70	20,85	53,49

Примечание. 2116/2 — цоизит-амфиболовый сланец (диафторированный), 2119/2 — сланцеватый цоизитовый амфиболит, 2120/2 — сланцеватый цоизитовый амфиболит со следами мигматизации, 2128/a — габбро-амфиболит с пегматоидной структурой, 2128/1 — гранатовый амфиболит с цоизитом, 2130 — гранатовый амфиболит с цоизитом и реликтами энстатита, 2140 — гранатовый амфиболит, вмещающий будины троктолитов, 2140/2 — лейкократовые метатроктолиты из мелких будин, 2140/4 — метатроктолиты из крупных будин, 2141 — апопироксенитовый горнблендит в троктолите, 2142 — горнблендит по пироксениту (в теле полосчатых апопериодитовых паргаситовых серпентинитов), 1034 — горнблендит по пироксениту (в троктолите), 1034/1 — габбро-амфиболит с гранатом (в контакте с горнблендитом), 1060/1 — апопироксенитовый горнблендит в дуните, 1058/5 — апопироксенитовый горнблендит в тонкополосчатой пачке гипербазитов, 2170 — светлый диафторит. Привязку образцов см. на рис. 1.

Габбро-амфиболиты характеризуются парагенезисом: роговая обманка (паргасит-чермакит) + плагиоклаз (битовнит) + гранат. В восточной части разреза появляется также и цоизит, который является новообразованием по отношению к рассматриваемому парагенезису и связан с диафторезом более позднего этапа, наложенным на породы амфиболитовой фации. В результате этого наложенного повторного метаморфизма образовались светлые тонкосланцеватые диафториты восточной части разреза и более слабо диафторированные амфиболиты с новообразованным эпидотом. Диафториты содержат реликтовые минеральные ассоциации амфиболито-вой фации метаморфизма.

В амфиболитах роговая обманка представлена паргасит-чермакит-гастингситом (табл. 2, 3) с постепенно увеличивающейся железистостью от гипербазитовой части разреза к верхам габброидной (пегматоидные габбро). В мономинеральных амфиболовых породах (по пироксенитам) среди дунитов роговая обманка бесцветна и имеет магнезиальный состав ( $f = 12-17\%$ , по оптическим и рентгенометрическим данным, см. также табл. 2). Ее железистость возрастает с переходом к габброидной части разреза, составляя 17–20% в средней зоне (в амфиболитах по троктолитам) и 30–44% в верхней части габброидного разреза, где она приобретает зеленую окраску и характеризуется четким плеохроизмом. Это общее направление изменения железистости паргасит-гастингсита в разрезе усложняется скачкообразными вариациями его железистости с переходом от одного слоя габбро-амфиболитов к другому. Все эти изменения железистости объясняются первичной неоднородностью пород, обусловленной расслоенностью габброидов, которая усматривается как в общей структуре массива, так и в текстурных особенностях пород, характеризующихся четкой первичной полосчатостью.

Гранат в амфиболитах, образованных по оливиновым габбро и троктолитам, обычно бледно-розовый, представлен преимущественно пироп-альмандином (50–53%  $Pu$ ,  $f \approx 35\%$ ) с примесью (10–20%) гроссулярандрадитового компонента (см. табл. 2, 3). В более темных амфиболитах, образованных по габбро и характерных для верхней части разреза, а также образующих редкие тонкие прослои в нижней его части, гранат отличается более интенсивной красной окраской, что связано с возрастанием его железистости (около 30%  $Pu$ ,  $f \approx 52\%$ ). Таким образом, железистость граната, как и роговой обманки, варьирует от слоя к слою. Гранат всегда более железистый, чем паргасит.

Основность плагиоклаза колеблется в пределах 70–90%  $An$  в будинах метатроктолитов и 82–97%  $An$  в габбро-амфиболитах, облекающих будины [2]. Как видно, существенно различия в составе плагиоклаза полосчатых габбро-амфиболитов и массивных будинированных троктолитов не отмечается, что, вероятно, может свидетельствовать о метаморфической перекристаллизации плагиоклаза без существенного изменения его состава.

Понижение железистости граната с приближением к гипербазитам, некоторые исследователи [2] связывают с повышением давления в этой части разреза в результате наползания гипербазитовой пластины на габброиды. Однако приведенные выше геологические данные о залегании пород в разрезе свидетельствуют об отсутствии существенных нарушений и несогласий между габброидной и гипербазитовой частями разреза, о poste-

Таблица 2

Химический состав гранатов и роговых обманок

Компонент	Гранат						Роговая обманка	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	40,36	42,34	40,24	41,60	42,10	41,70	44,24	44,72
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,14	0,19	0,14	0,12	0,12	0,65	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,46	22,80	23,63	24,46	23,22	24,36	14,24	15,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	не обн.	1,05	не обн.	1,39	2,50	0,48	1,16	1,14
FeO	13,07	13,79	20,83	13,49	12,93	13,49	7,47	3,64
MnO	0,52	0,55	0,58	0,35	0,45	0,56	0,20	0,09
MgO	13,27	12,60	7,54	12,75	14,26	14,28	13,47	18,83
CaO	6,17	6,67	7,46	4,30	4,54	4,23	10,78	11,11
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	1,27	1,44
H <sub>2</sub> O	0,49	0,21	0,12	1,24	0,45	0,39	3,20	2,13
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	0,72	0,19
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	1,06	0,72
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,001	0,001	0,03	0,04	0,01	0,11	0,09
Сумма	100,47	100,73	100,59	99,82	100,61	100,07	100,02	100,15

Примечание. 1–6 – данные А.А. Ефимова [2]; 7–8 – данные Н.П. Хераскова [7].

Таблица 3

Кристаллохимические формулы гранатов и роговых обманок

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
Si	2,953	3,137	3,053	3,107	3,009	3,067	6,432	6,137
Al	2,282	1,991	2,110	2,135	2,013	1,112	2,435	2,455
Fe <sup>3+</sup>	—	0,058	—	0,078	0,138	0,026	0,236	0,115
Ti	0,006	0,008	0,010	0,007	0,006	0,007	0,074	0,030
Mg	1,448	1,392	0,852	1,419	1,564	1,566	2,915	3,847
Fe <sup>2+</sup>	0,799	0,854	1,318	0,869	0,795	0,857	0,908	0,416
Mn	0,029	0,031	0,038	0,019	0,025	0,031	0,026	0,008
Ca	0,483	0,529	0,620	0,344	0,360	0,334	1,684	1,631
Na	—	—	—	—	—	—	0,358	0,371
K	—	—	—	—	—	—	0,131	0,033

пенном и ритмично-слоистом характере гипербазит-базитового перехода. Наши наблюдения также показывают, что метаморфизм амфиболитовой фации наложен как на габбро, так и на расслоенный комплекс гипербазитов.

Чтобы разобраться в причинах вариаций железистости минералов в рассматриваемом разрезе метаморфических пород (см. рис. 1), обратимся к анализу парагенезисов минералов.

Принимая плагиоклаз в качестве избыточного минерала, парагенезисы пород главной (амфиболитовой) стадии метаморфизма схематически

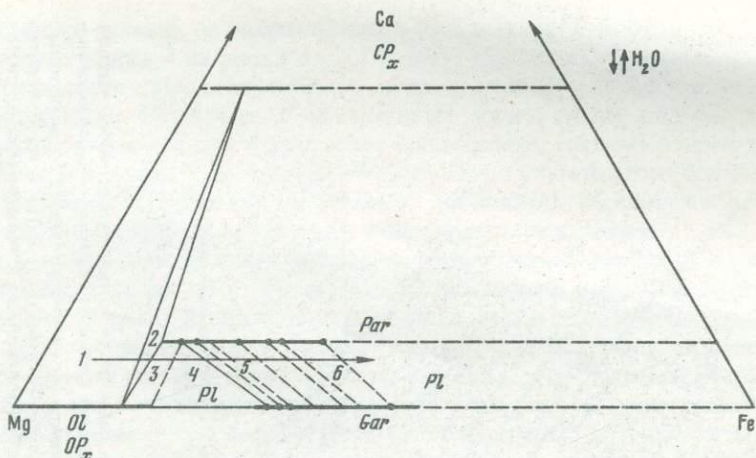


Рис. 2. Диаграмма состав—парагенезис метаморфических пород главной (амфиболитовой) стадии метаморфизма. Последовательность парагенезисов, намеченная стрелкой, соответствует их смене с удалением от гипербазитовой части массива (по разрезу вдоль р. Куагач, см. рис. 1)

1 — метадауниты и метаперидотиты (без плагиоклаза); 2 и 3 — паргаситовые метаперидотиты (без плагиоклаза); 4 — гранатовые паргаситовые амфиболы с ортопироксеном; 5 — магниезальные гранатовые амфиболиты; 6 — гранатовые амфиболиты умеренной железистости. Пунктирными коннодами обозначено соответствие составов сосуществующих роговой обманки и граната в амфиболитах

отображаются на треугольной диаграмме (рис. 2) в соответствии с наблюдаемыми соотношениями железистости сосуществующих минералов (см. табл. 2, 3). Эти парагенезисы по правилу фаз подразделяются на два типа: 1 — парагенезисы, не имеющие внутренней степени свободы (железистость минералов в них фиксирована при постоянстве внешних параметров и не может изменяться в зависимости от состава пород) и 2 — парагенезисы, обладающие внутренней степенью свободы, железистость минералов в которых изменяется в прямой зависимости от общей железистости пород (при постоянстве внешних факторов метаморфизма —  $T$ ,  $P_S$ ,  $P_{H_2O}$ ). К первому типу относятся следующие парагенезисы: ортопироксен или оливин + клинопироксен + паргасит ± плагиоклаз и ортопироксен или оливин + паргасит + гранат ± плагиоклаз. Наиболее интересен второй из этих парагенезисов, представленный в наиболее магниезальных паргаситовых гранатовых амфиболитах, содержащих оливин или ортопироксен (внутренний треугольник 4 на рис. 2). С возрастанием общего давления ( $P_S$ ) при постоянстве давления воды ( $P_{H_2O}$ ) и температуры железистость минералов в этом парагенезисе должна понижаться соответственно с реакцией смещенного равновесия: паргасит ( $f$ ) + ортопироксен или оливин + плагиоклаз = паргасит ( $< f$ ) + гранат. Реакция смещается вправо с уменьшением объема твердых фаз (возрастанием давления), намечая тем самым смещение соответствующего парагенетического треугольника на рис. 2 в магниезальную область. Поэтому состав граната в парагенезисе ортопироксен или оливин + паргасит + гранат + плагиоклаз действительно является показателем условий метаморфизма (в том числе и давления),

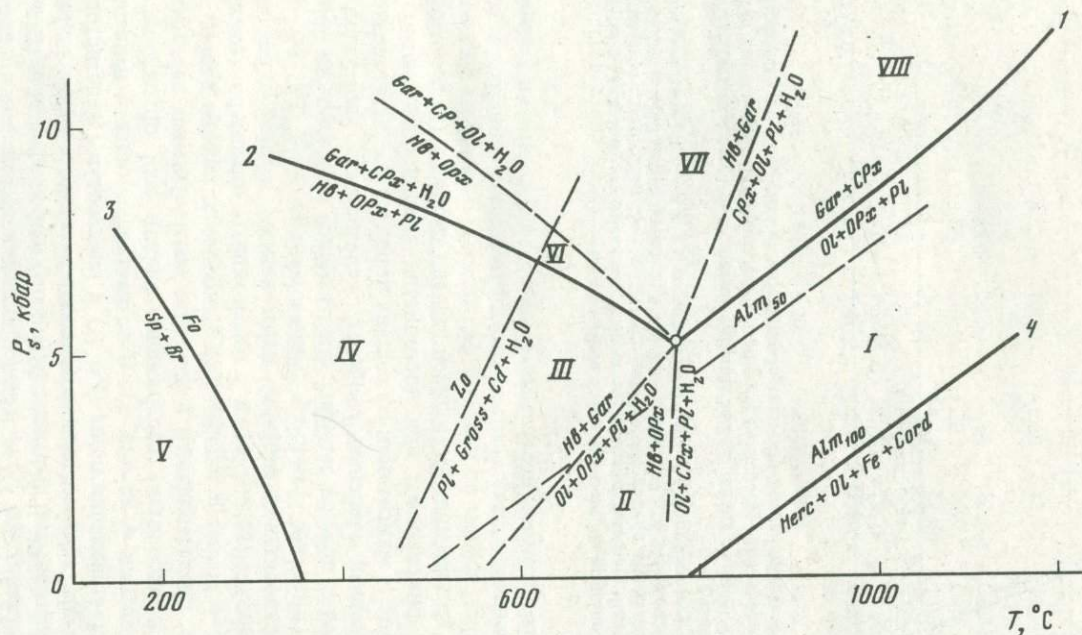


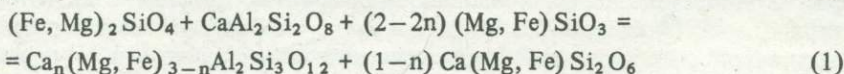
Рис. 3. Схема минеральных фаций метаморфических пород

Сплошными линиями обозначены равновесия по экспериментальным данным, пунктиром — равновесия по приближительному расчету (по методике А.А. Маракушева [4]), при умеренном давлении воды ( $P_{H_2O} = 0,5$  кбар). Минеральные фации (в скобках — критические парagenезисы): I — метагабброидов ( $Pl + Ol + OPx + CPx$ ); II — оливин-ортопироксеновых амфиболитов ( $Pl + Hb + Ol + OPx$ ); III — гранатовых амфиболитов с оливином или ортопироксеном ( $Pl + Hb + Car + OPx$  или  $Ol$ ); IV — цоизитовых амфиболитов ( $Pl \rightarrow Zo$ ); V — серпентинитов ( $Ol \rightarrow Sp + Br$ ); VI — амфибол-ортопироксеновых эклогитов ( $Gar + CPx + Pb + OPx$ ); VII — амфибол-оливиновых эклогитов ( $Gar + CPx + Hb + Ol$ ); VIII — плагиоклаз-оливиновых эклогитов ( $Gar + CPx + Pl + Ol$ )

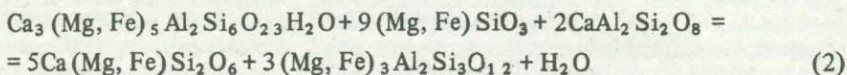
так как он не зависит от железистости породы. В пределах всех составов пород треугольника 4 на рис. 2 состав граната постоянен и вариации валовой железистости пород отражаются лишь в количественных соотношениях минералов. Например, с увеличением железистости породы возрастает содержание граната (данного фиксированного состава) относительно пироксена (оливина) и роговой обманки. В результате этого при метаморфизме более железистых прослоев в габброидах образуются почти мономинеральные гранатовые породы, наблюдавшиеся в разрезе.

Парагенезисы первого типа (без внутренних степеней свободы) в метаморфических породах по р. Куагач не наблюдались. В парагенезисе роговая обманка + гранат + плагиоклаз обычно отсутствует ортопироксен или оливин. Все наблюдавшиеся в разрезе парагенезисы минералов относятся ко второму типу (с внутренней степенью свободы). Наблюдаемое увеличение железистости граната вверх по разрезу (см. рис. 1) прослеживается по безоливиновым типам амфиболитов (5 и 6 на рис. 2), которые согласно правилу фаз обладают внутренней степенью свободы, и состав минералов в них (железистость граната и роговой обманки) является функцией общей железистости пород, как показано на схеме рис. 2, отвечающей постоянству внешних параметров метаморфизма ( $T, P_S, P_{H_2O}$ ). Понижение железистости граната в амфиболитах с приближением к ультраосновной части массива не связано с вариациями степени метаморфизма, а отражает закономерное изменение состава (понижение железистости) первичных пород расслоенной серии (см. табл. 1).

Исходные породы расслоенной серии, по которым образовались гранатовые амфиболиты, представлены троктолитами и их ортопироксеновыми р-зностями с парагенезисом: плагиоклаз (близкий по составу к анортиту) + оливин ± ортопироксен (1 на рис. 3). Устойчивость этого парагенезиса по давлению ограничивается реакцией образования эклогитового парагенезиса граната с клинопироксеном:



оливин + плагиоклаз + ортопироксен = гранат + клинопироксен. По экспериментальным данным [9] эта реакция (линия 1 на рис. 3) в основных породах при железистости  $f = 46$  отвечает уравнению:  $Pкб = 0,014T^\circ\text{C} - 5,4$ . Граница гранатовых амфиболитов и эклогитовых пород (линия 2 на рис. 3) нанесена по данным [11] и определяется реакцией:

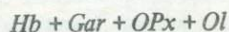


ортопироксен + плагиоклаз + роговая обманка = клинопироксен + гранат + вода.

Сведенные на диаграмму (см. рис. 3) равновесия отвечают невысокому водному давлению,  $P_{H_2O} = 0,5$  кб. Они были пересчитаны по экспериментальным и расчетным данным применительно к этим условиям соответственно с работой А.А. Маракушева [4], как и другие равновесия гидратации, определяющие на диаграмме поля устойчивости низкотемпературных минералов: цоизита, вытесняющего плагиоклаз, и серпентина с бруси-

том, замещающих магнезиальный оливин (линия 3 на рис. 3, [10]). На диаграмме схематически намечены также линии появления граната различной железистости в глиноземистых породах, недосыщенных кремнеземом (линия 4 на рис. 3, [8]). Они дают приблизительное представление об условиях образования гранатосодержащих пород за пределами эклогитовой фации (при отсутствии в парагенезисах клинопироксена). В целом на диаграмме рис. 3 намечаются фации умеренного давления (I–V) и высокого давления (VI–VIII).

В разрезе по р. Куагач гранат-клинопироксеновые (эклогитовые) парагенезисы отсутствуют и можно полагать, что давление при метаморфизме оставалось ниже значений, отвечающих фациям VI–VIII. Главный этап метаморфизма относится к фации III. Согласно диаграмме на рис. 3 в этой фации устойчивы следующие парагенезисы с максимальным числом минералов:



Первый из этих парагенезисов отвечает гранатовым амфиболитам с ортопироксеном (парагенезис 4 на рис. 2). Железистость граната в этом парагенезисе фиксирована при постоянстве внешних параметров. При отсутствии ортопироксена (что характерно для рассматриваемых пород) железистость граната становится функцией общей железистости пород (5–6 на рис. 2). Наложенный низкотемпературный метаморфизм (диафторез) относится к фациям IV (эпидотизация) и V (серпентинизация гипербазитов).

Главный этап метаморфизма охватывает перекристаллизацию дунитов и отчасти верлитов без существенного изменения их парагенезисов (1 на рис. 2), образование амфиболовых метаверлитов (2 на рис. 2) и метаперидотитов (3 на рис. 2), амфиболитов и мономинеральных паргаситовых пород с одновременной перекристаллизацией первичных минералов габброидов и пироксенитов, образование их венцовых разновидностей и формирование гранатовых амфиболитов, доминирующих в изученном разрезе (5–6 на рис. 2 и фация III на рис. 3). Температура образования гранатовых амфиболитов оценивается примерно в 600–650°C по соотношению составов граната и амфибола [6] и давление порядка 3–5 кбар, т.е. породы были метаморфизованы на значительной глубине и позднее выведены на поверхность тектоническими процессами. Образование в условиях метаморфизма данной фации довольно магнезиального граната (около 50% пироба) объясняется высокой магнезиальностью и недосыщенностью кремнеземом первичных пород, троктолитов. В кварцсодержащих породах в этих условиях устойчивы только альмандиновые гранаты.

Таким образом, из геологического и петрологического анализа пород описанного выше разреза следует, что геологически гипербазитовая и габброидная его части представляют единый расслоенный (полосчатый) комплекс, находящийся в опрокинутом залегании, а следовательно габбро-амфиболиты также должны входить в состав массива как составная часть характерного для офиолитов полосчатого комплекса. Изменение желези-

стости минералов, уменьшение ее по мере приближения к гипербазитовой части разреза (увеличение содержания пироповой составляющей в гранате в этом направлении) не связано с изменением условий метаморфизма (и в частности, с возрастанием давления), как было показано на основании анализа парагенезисов минералов. Оно зависит от изменения первичного состава, железистости пород, подвергшихся метаморфизму и определяется первичной (скрытой) расслоенностью комплекса. Эти же причины определяют скачкообразные, ритмичные изменения железистости и кальциевости граната и паргасита в соседних слоях. Условия метаморфизма главной стадии соответствуют фации гранатовых амфиболитов (5–6 на рис. 2, III на рис. 3), свидетельствующей о том, что метаморфизм происходил на значительной глубине и соответствует по характеру региональному метаморфизму крупных зон разломов. Впоследствии породы были выведены на поверхность тектоническими процессами. Высокое содержание пироба в гранате в условиях данной фации метаморфизма определяется, с одной стороны, высокой магнезиальностью пород, подвергшихся метаморфизму, и с другой, — недосыщенностью их кремнеземом. В результате последующего более позднего диафтореза амфиболиты были частично преобразованы в эпидотовые амфиболиты и зеленые сланцы с реликтами минеральных ассоциаций амфиболитовой фации. Ультрабазиты были подвергнуты серпентинизации уже при более низкой температуре. Этот наложенный низкотемпературный метаморфизм связан с мощной зоной интенсивного диафтореза, ограничивающей Кемпирсайский массив с востока. Следовательно, зональность метаморфизма в данном разрезе, отвечающего амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям, нельзя признать одноактной, так как здесь наблюдаются по крайней мере два этапа метаморфизма.

Принятые в статье обозначения. *Alm* — альмандин, *An* — анортит, *Br* — брусит, *Cd* — корунд, *Cord* — кордиерит, *CPx* — клинопироксен, *Fo* — форстерит, *Gar* — гранат, *Cross* — гроссуляр, *Herc* — герцинит, *Hb* — роговая обманка, *Ol* — оливин, *OPx* — ортопироксен, *Par* — паргасит, *Pl* — плагиоклаз, *Sp* — серпентин, *Spl* — шпинель (магнезиальная), *Zo* — цоизит.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов Н.А. О тектоническом скупивании коры в океанах. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 133–146.
2. Ефимов А.А., Царицын Е.П. Образование пироповых амфиболитов по оливиновым габброидам в контактовой зоне Кемпирсайского массива. — В кн.: Геология метаморфических комплексов Урала, Свердловск: УПИ, 1975, вып. 116, с. 26–35.
3. Логинов В.П., Павлов Н.В., Соколов Г.А. Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале. — В кн.: Хромиты СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1940, с. 72–118.
4. Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968. 199 с.
5. Павлов Н.В., Кравченко Т.Г., Чупрынина И.И. Хромиты кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 177 с.
6. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 210 с.
7. Херасков Н.П. Гипербазитовая формация Кемпирсайского массива Южного Урала и ассоциирующие с ней габбро-амфиболиты. — В кн.: Тектоника и формации. М.: Наука, 1967, с. 103–141.

8. Hsu L.C. Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H, a model for Garnet equilibria. — *J. Petrol.*, 1968, vol. 9, N 1, p. 40–83.

9. Keisuke I., Kennedy G.G. An experimental study of the basalt – garnet granulite – eclogite transition. — In: *Structure and physical properties Earth's crust*. Wash. (D.C.), 1972, *Discuss.*, p. 303–314.

10. Johannes W. Experimental investigation of the reaction forsterite + H<sub>2</sub>O = serpentine + brucite. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1968, vol. 19, N 4, p. 309–315.

11. Velde B. Les Eclogites de la Region Nantaise (de Camplon au Cellier Loir Atlantique). — *Bull. Soc. franc. minér. et cristallogr.*, 1970, vol. 93, p. 307–85.

УДК 552.47:552.321.6

*Р.М. Юркова, В.А. Дриц, С.Д. Соколов*

## ТИПЫ СЕРПЕНТИНИТОВ И СТАДИЙНОСТЬ ПРОЦЕССОВ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ В ЗОНАХ ДЕСТРУКЦИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ (на примере Сахалина и Корякского нагорья)

### ВВЕДЕНИЕ

Современное состояние проблемы серпентинизации ультрабазитов полно отражено в монографии Д.С. Штейнберга и И.С. Чащухина [11] и в сборнике докладов, представленных на Симпозиуме по серпентинитам в Торонто [12 – 14]. Главная задача исследований в этом направлении — изучить типы ранней (начальной) серпентинизации, их минералого-петрографическое и геохимическое выражение. Утвердившиеся в последнее десятилетие в мировой литературе представления о сходстве разрезов офиолитовых комплексов на континенте с океанической корой позволяют с новых позиций подойти к решению этой задачи и попытаться установить начальную океаническую стадию серпентинизации. В статье этот аспект рассматривается на примере изучения серпентинитов из офиолитовых комплексов, формирование которых связывается с процессами тектонической деструкции в краевых частях океанов, в глубоководных впадинах окраинных морей [6].

### ОБЪЕКТЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Объектами служили серпентиниты из офиолитовых комплексов Восточного Сахалина (п-ов Шмидта, Восточно-Сахалинские горы) и Корякского нагорья (гора Эконай). Офиолиты Восточного Сахалина находятся в аллохтонном залегании, и в их составе выделяются дунит-гарцбургитовый комплекс (первичная океаническая кора [2]), полосчатый комплекс (серпентинизированные гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, орто- и клинопироксениты, троктолиты, анортозиты, габбро и габбро-нориты), габбро-диорит-плаггиогранитный комплекс, комплекс параллельных даек и эффузивно-радиоляритовые серии верхней юры—нижнего и верхнего мела. Офиолиты интенсивно деформированы, брекчированы и нередко превращены в милониты. Отдельные части офиолитового разреза слагают самостоятельные тектонические пластины, разделенные зонами серпенти-

нитового меланжа. Образование офиолитовой ассоциации происходило при растяжении земной коры и образовании современной впадины Дерюгина и насчитывает четыре этапа развития [7]. Становление дунит-гарцбургитового комплекса относится к наиболее древнему этапу образования первичной океанической коры. Второй этап связывается с интенсивными растяжениями и сдиранием верхней части коры вблизи поверхности Мохо. К этому времени относится образование полосчатого комплекса (абсолютный возраст габброидов  $147 \pm 7$  млн. лет) и накопление эффузивно-радиоляритовых осадков верхней юры—нижнего мела. Третий этап (коньякский век) начался с внедрения многочисленных даек и пород габбро-диорит-плагиигранитного комплекса и сопровождался интенсивным брекчированием. Четвертый этап (стадия краевого моря) связан с накоплением кремнисто-глинистых и кремнисто-вулканогенных формаций верхнего мела.

Офиолиты горы Эконай в Корякском нагорье включают аподунитовые серпентиниты, породы полосчатого комплекса (нориты, габбро-нориты, послойно амфиболитизированные и окварцованные), сложный дайковый габбро-диабаз-диорит-плагиигранитный комплекс и реликты вулканогенно-кремнистых толщ палеозоя—нижнего мезозоя. Офиолиты г. Эконай слагают аллохтонную пластину, надвинутую на палеозойско-нижнемезозойские вулканогенно-кремнистые образования, вместе с которыми они входят в состав сложного пакета офиолитового аллохтона Эконайской зоны [9, 10], для которого характерна общая расслоенность офиолитового разреза и интенсивная тектоническая раздробленность. Аллохтонные комплексы Эконайской зоны образовались при раздвиге палеозойской-нижнемезозойской консолидированной коры переходного типа. В процессе раздвиге палеозойско-нижнемезозойские офиолиты оказались содранными и перемещенными с места своего первоначального образования. Раздвиг и растяжение, приведшие к образованию структуры типа краевого моря (Майницкая зона, поздняя юра—нижний мел), были скомпенсированы возникновением области сучивания смещавшихся блоков палеозойско-раннемезозойской коры, предопределившей в дальнейшем образование островной дуги. Офиолиты горы Эконай представляют собой фрагмент подобной структуры. Смещение и сучивание блоков коры сопровождалось метаморфизмом, брекчированием и образованием зон послойных срывов.

Таким образом, общими чертами становления рассматриваемых офиолитовых аллохтонов Восточного Сахалина и Корякского хребта являются длительность и многоэтапность процессов их формирования в условиях деструкции океанической коры и существенная тектоническая переработка. Главное же различие между этими объектами заключается в том, что офиолиты Восточного Сахалина образовались в процессе самой деструкции, а офиолиты горы Эконай являются как бы реликтами офиолитовых комплексов, подвергшихся процессам деструкции. Если офиолиты Восточного Сахалина формировались в структуре типа краевого моря, то офиолиты горы Эконай соответствуют областям сучивания, возникающим при раздвиге и образовании структур типа краевого моря. Подобные зоны сучивания могли служить фундаментом зарождающихся островных дуг. Следовательно, эти офиолиты являются удачным объектом для изучения

Таблица 1

Химический состав серпентинов из серпентинитов различных типов

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	42,17	42,68	41,38	41,22	40,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,53	0,31	0,12	—	0,69
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,66	0,19	Не анализ.	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,03	10,98		3,20	
FeO			5,69	2,36	4,54
MgO	39,52	35,34	38,74	38,82	40,79
CaO	0,04	0,10	—	1,04	—
NiO	0,03	0,04	—	н.а.	0,22
Σ	88,48	90,11	88,13	88,03	88,51
H <sub>2</sub> O	11,40	9,8*	12,0	11,96	11,50**
Кристаллохимические формулы					
Si	3,89	3,94	3,97	4,03	3,84
Al <sup>IV</sup>	0,06	0,01	0,01		0,08
Cr	0,01	0,04	0,01		
Fe <sup>3+</sup>	0,42	0,75		0,23	
Fe <sup>2+</sup>			0,45	0,19	0,35
Mg	5,47	4,90	5,56	5,69	5,79
Ca					0,01
Σ катионов	9,85	9,64	10,0	10,14	10,07
ОН	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0
O	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0
N <sub>g</sub>	1,565	1,576	1,565		

Примечание. 1 — лизардит из серпентинитов, слагающих протрузии; 2 — лизардит из серпентинитов, залегающих в основании аллохтонной пластины; 3 — антигорит контактовых серпентинитов; 4 — то же по данным "мокрого" химического анализа; 5 — антигорит из серпентинитов пятого типа.

\* Содержание воды по данным микровесового анализа; \*\* То же по данным валового химического анализа, в остальных случаях по разности между 100% и суммой окислов;

процессов, связанных с начальным этапом раздвига (деструкции), офиолиты Восточного Сахалина несут информацию о всей гамме преобразований вещества, связанных с процессами деструкции океанической коры. Офиолиты Восточного Сахалина имеют более сложное строение, включая как реликты деструктивных офиолитов (первичной океанической коры), так и комплексы новообразованной коры, в состав которых входят верхнеюрско-нижнемеловые и верхнемеловые вулканогенно-кремнистые серии.

При полевых литолого-геологических исследованиях была собрана коллекция серпентинитов, залегающих в различных структурно-тектонических позициях: 1) в центральных частях сравнительно крупных (площадью 42 км<sup>2</sup>) дунит-гарцбургитовых массивов; 2) в виде протрузий в туфах спилито-диабазовой формации; 3) в основании аллохтонной пластины серпентинитового меланжа, надвинутой на сеноманский вулканогенно-флишвидный комплекс; 4) на контакте с родингитами (образцы серпентинитов из перечисленных зон отобраны на п-ове Шмидта, Северный

Сахалин); 5) между блоками полосчатого комплекса (Березовский массив Восточно-Сахалинских гор); 6) в виде блоков массивных серпентинитов в аллохтонном комплексе сложного состава норит-габбро-диабазовых пород, метаморфизованных в пироксеново-гранулитовой и амфиболитовой стадиях с более поздними, наложенными изменениями зеленосланцевой и цеолитовой стадий (гора Эконай, Корякское нагорье); 7) из расщепленных серпентинитов, разграничивающих блоки в меланже или оконтуривающих пластины вышеописанного аллохтонного комплекса.

После литолого-петрографического изучения были выбраны образцы для детальных структурно-минералогических исследований, которые проводились с использованием комплекса физических методов.

Для определения структурной принадлежности серпентинитов использовался рентгеноструктурный анализ в сочетании с методом микродифракции электронов. Определение химического состава минералов осуществлялось с помощью микроанализатора MS-46, что позволило исследовать тонкие минеральные сростания и исключить влияние на определяемый состав мельчайших (2–3 мкм) включений. Предварительно была проведена методическая работа по установлению оптимальных режимов, подбору эталонов, выявлению ошибок и т. п. В каждом отдельном случае выявлялась степень неоднородности объекта, для анализа выбирался гомогенный участок. Сравнение данных рентгеноспектрального анализа мономинеральных порошков серпентинитов с данными, полученными методами "мокрой" химии, показало хорошую сходимость результатов (табл. 1, графы 3, 4). Химические анализы серпентинитов пересчитывались на структурные формулы, исходя из предположения, что анионный каркас имеет состав  $O_{10}(H_2O)$  на половину содержания элементарной ячейки 1:1 слоя. Содержание воды определялось на микротермовесах фирмы "Setaram". С помощью этой же установки проводился анализ газов, выделяющихся при нагревании серпентинитов. Микроморфологические особенности серпентинитов выявлялись в растровом электронном микроскопе. Зерна, пластинки, чешуйки серпентинитов определенных морфо-генетических типов (петельчатые, баститовые и др.) размерностью 63–5 мкм отделялись друг от друга и от других минеральных примесей с помощью градиентной трубки, сепаратора СИМ-1 и вручную под биноклем. Исследовался также состав минералов, ассоциирующих с серпентинами (оливин, пироксены, хромшпинеллиды, магнетит, сульфиды, тальк и др.).

#### ТИПЫ СЕРПЕНТИНИТОВ И УСЛОВИЯ ИХ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ

Типы серпентинитов выделены по составу минеральных ассоциаций породы и ее геотектонической приуроченности.

*Тип 1.* Апогардбургитовые серпентиниты характерны для центральных ненарушенных частей дунит-гардбургитовых массивов. Степень серпентинизации исходного гардбургита составляет 70–80%. Для породы характерны псевдоморфные текстуры: бластопорфировая (псевдоморфозы серпентина по ромбическому пироксену) с петельчатой структурой основной массы на участках развития серпентина за счет оливина и решетчатой — при образовании серпентина по пироксенам. Пироксены составляют около 25% породы. В результате твердого распада первичного ромбическо-

Таблица 2

Химический состав породообразующих минералов апогартбургитового серпентинита (тип 1)

Компоненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	41,89	42,07	41,94	39,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	1,49	0,09	0,96
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,04	—	0,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	6,19	5,30
FeO	9,98	4,86	—	—
MgO	48,10	39,37	39,85	38,69
CaO	—	0,87	0,19	1,18
NiO	0,26	0,27	0,28	0,62
Σ	100,23	88,97	87,93	86,44
H <sub>2</sub> O*		11,03*	12,07	13,51
Структурные формулы				
Si	1,02	3,90	3,89	3,78
Al <sup>IV</sup>		0,10	0,01	0,10
Al <sup>VI</sup>		0,07		
Cr				0,01
Fe <sup>3+</sup>			0,42	0,38
Fe <sup>2+</sup>	0,20	0,37		
Mg	1,76	5,47	5,54	5,54
Ca		0,08	0,02	0,12
Ni	0,01	0,01	0,02	0,02
Σ катионов	2,99	10,0	9,90	9,95
OH		8,0	8,0	8,0
O	4,0	10,0	10,0	10,0
N <sub>g</sub>	1,685	1,573—	1,568—	1,556
N <sub>p</sub>	1,651	—1,570	—1,566	

Примечание. 1 — оливин, 2 — антигорит из центральной зоны полости петли, 3 — лизардит из краевой зоны внутренней полости петли, 4 — клинохризотил из центральной части просечки, образующей петлю, 5 — баститовый лизардит, образованный по энстатиту, 6 — лизардит игольчато-призматической морфологии, 7 — энстатит,

го пироксена произошло образование энстатита с вростками диоксида в соотношении по объему 6:1. При серпентинизации энстатита вростки диоксида сохраняются.

Степень устойчивости пироксенов по отношению к процессу их замещения серпентином в целом более высокая, чем оливинов. Энстатит и оливин имеют одинаковую степень железистости (10,5%), но отличаются тем, что оливин в своем составе содержит Ni, а энстатит — Cr (табл. 2, графы 1 и 7 соответственно).

Особенностью структуры серпентинитов является зональное строение петли, в которой выделяется ряд зон, различающихся по морфологии кристаллических агрегатов, составу и химизму слагающих их серпентинов (рис. 1, а, табл. 2). Центральная, прилегающая к оливину часть, сложена почти изотропным антигоритом с показателем преломления, равным 1,570–1,573, с параметром ячейки  $a = 35,5 \text{ \AA}$  и содержит тончайшие включе-

5	6	7	8	9
39,67	41,31	56,56	54,16	39,60
—	0,38	0,92	1,05	1,19
0,01	0,63	1,88	1,93	не анализ.
8,73	—	—	—	6,55
—	7,07	7,03	2,79	1,84
40,06	39,23	33,13	18,41	34,28
0,17	0,30	0,69	22,56	3,74
0,11	—	0,04	0,03	—
87,78	88,96	100,25	100,94	100,13
12,24	11,0	—	—	11,38*
Структурные формулы				
3,71	3,88	1,96	1,95	3,81
—	0,04	0,04	0,04	0,14
—	0,04	0,05	0,05	—
0,62	0,55	0,20	0,08	0,43
—	5,52	1,72	0,99	0,15
5,62	5,52	1,72	0,99	4,96
0,02	0,03	0,02	0,87	0,39
0,01	—	—	—	—
9,98	9,99	3,99	3,98	9,88
8,0	8,0	—	—	8,0
10,0	10,0	6,0	6,0	10,0
1,565	1,576	1,670	1,695	1,555
—	1,565	1,657	1,666	—

\* 8 — диоксид, 9 — клинохризотил из прожилков, пересекающих породу в целом.

\* Содержание воды по данным микротермовесового анализа; \*\* Содержание воды по данным валового химического анализа.

ния самородного сплава железистого никеля  $Ni_2Fe$ . Как видно на изображении, полученном в растровом электронном микроскопе от центрального участка петли, антигорит имеет микропластинчатое строение (рис. 2, а). Состав антигорита отличается относительно высоким содержанием катионов Al и Ca (последние, по-видимому, находятся в межслоях), а также дефицитом структурно связанной воды по сравнению с ожидаемым для анионного каркаса  $O_{10}(OH)_8$  (табл. 2, графа 2).

По данным рентгеновского и микротермогравиметрического анализов в образцах центральной зоны устанавливается присутствие тонкодисперсного брусита, не обнаруживаемого оптическими методами. Содержание брусита, оцененное по количеству воды, выделяемой при  $495^\circ C$ , не превышает 5%. Краевая зона внутренней части петли сложена структурно неупорядоченным лизардитом с параметрами ячейки  $a = 5,31 \text{ \AA}$ ,  $b = 9,21 \text{ \AA}$ ,  $c = 7,30 \text{ \AA}$ . Лизардит имеет крупнопластинчатое строение (рис. 2, б). Плас-

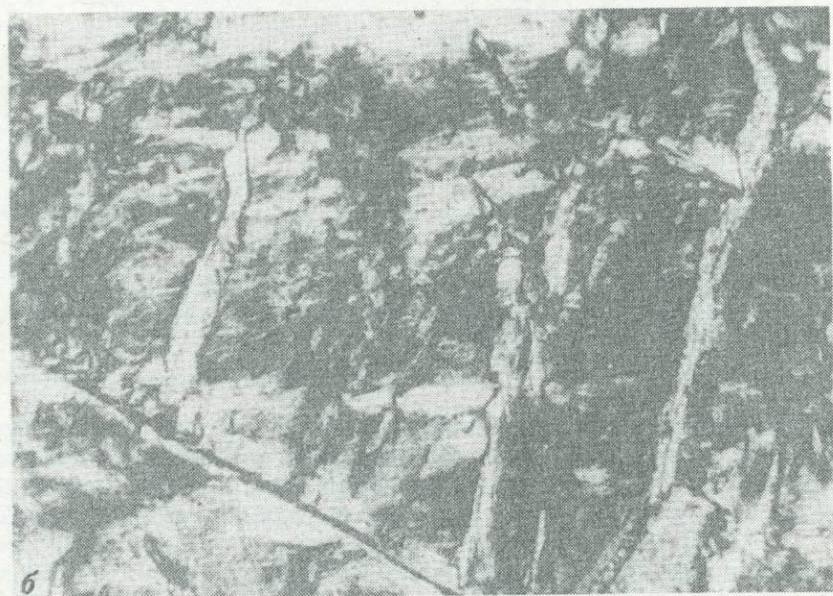
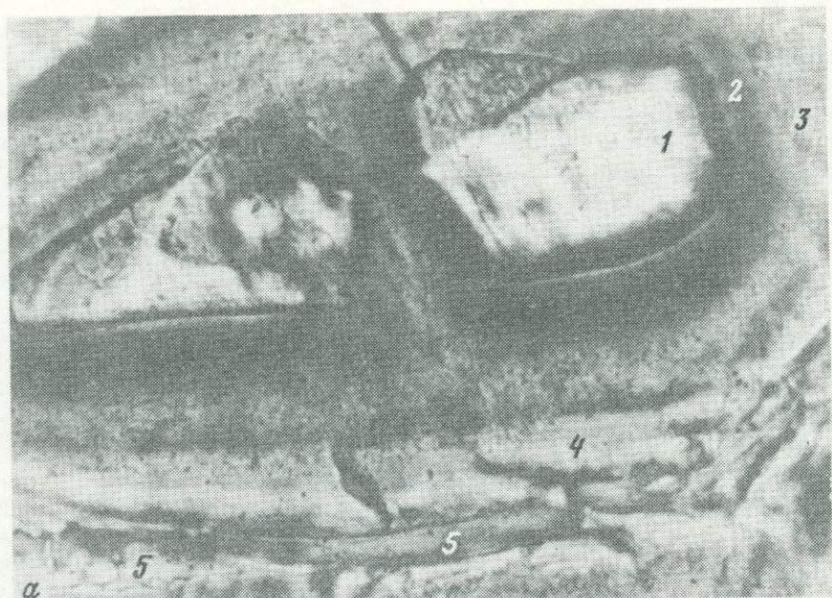
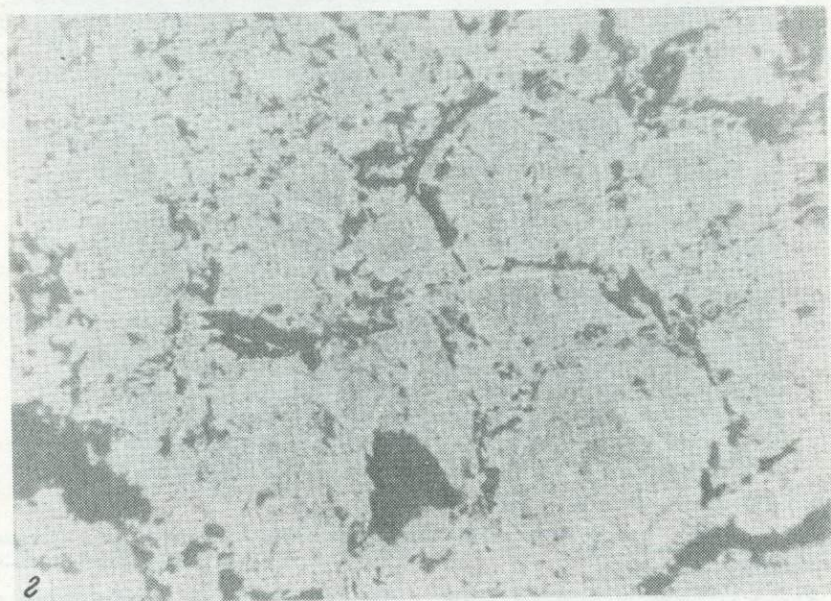
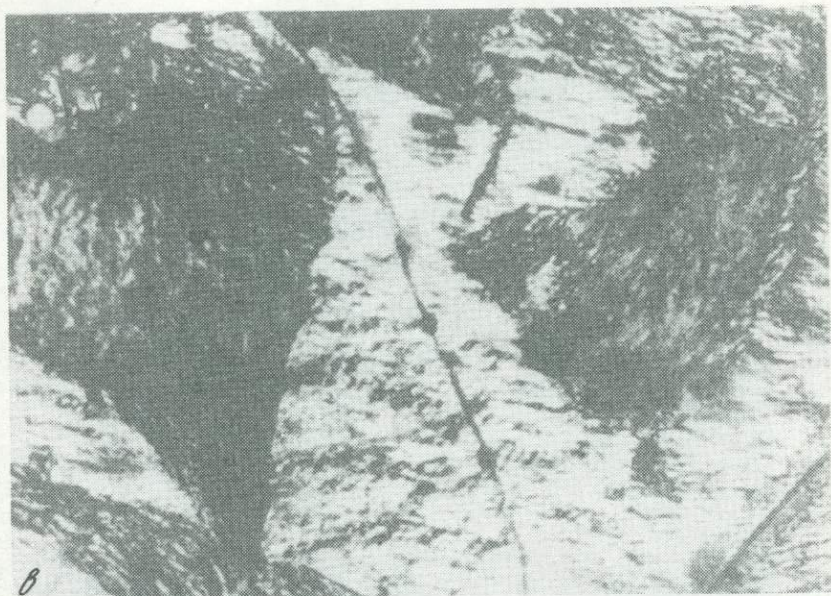


Рис. 1. Микрофото серпентинитов

*a* — строение петли в апогарфбургитовом серпентините. Увел. 125; 1 — оливин;  
 2 — анигорит с включениями железистого никеля (центральная часть полости петли);  
 3 — lizardит с включениями железистого никеля (краевая часть полости петли); 4 —



просечка, образующая петлю (лизардит + клинохризотил); 5 — долгоживущие каналы миграции растворов; б — серпентинит из протрузии. Увел. 32, с анализатором; в — серпентинит из основания аллохтонной пластины. Увел. 64, с анализатором; г — аподунитовый "деструктивный серпентинит. Увел. 16, без анализатора

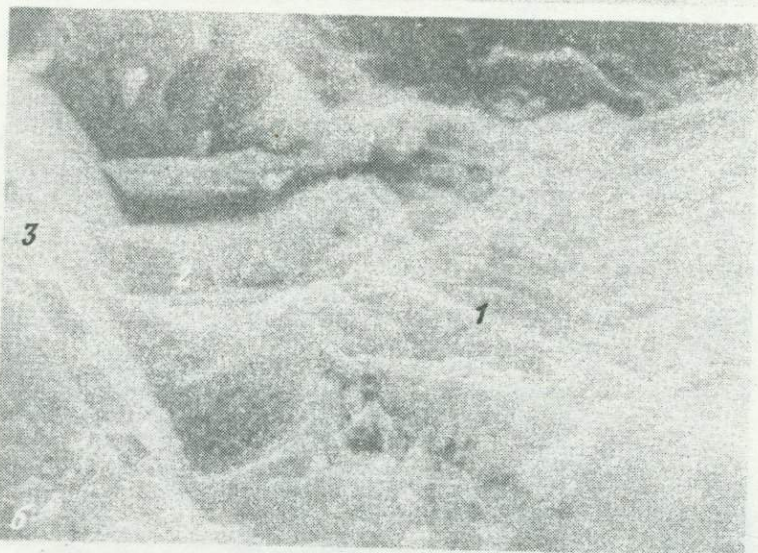
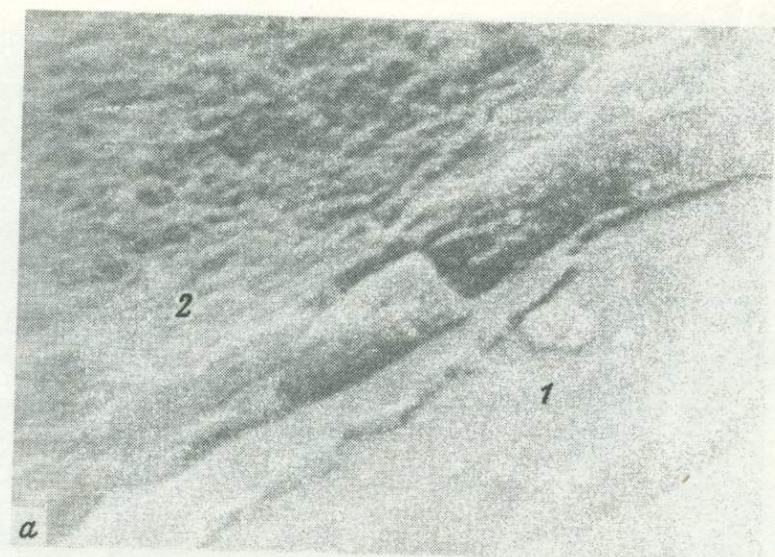


Рис. 2. Снимки в растровом электронном микроскопе

- а* – антигорит из центральной части петли. Увел. 7000; *1* – оливин; *2* – антигорит;  
*б* – участок петли. Увел. 4000; *1* – антигорит; *2* – крупнопластинчатый lizardит;  
*3* – lizardит из просечки;  
*в* – участок просечки, образующий петлю. Увел. 7000; *г* – бастит. Увел. 3600

тинки ориентированы под углом около  $30^\circ$  к микропластинчатости антигорита и под углом около  $50^\circ$  к направлению ориентировки пластинок серпентина в просечке, образующей петлю. Количество включений железистого никеля в краевой зоне по сравнению с центральной сокращается в 5–10 раз. В отличие от антигорита в составе lizardита резко уменьшилось содержание Al и Ca и возросло содержание структурно свя-

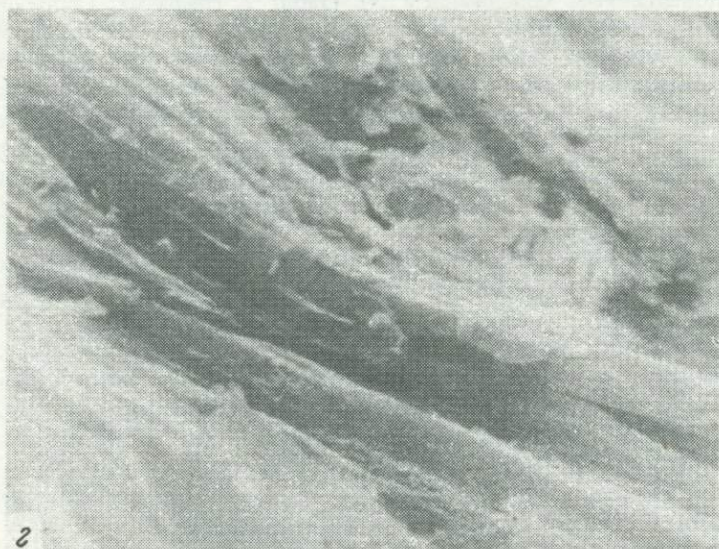
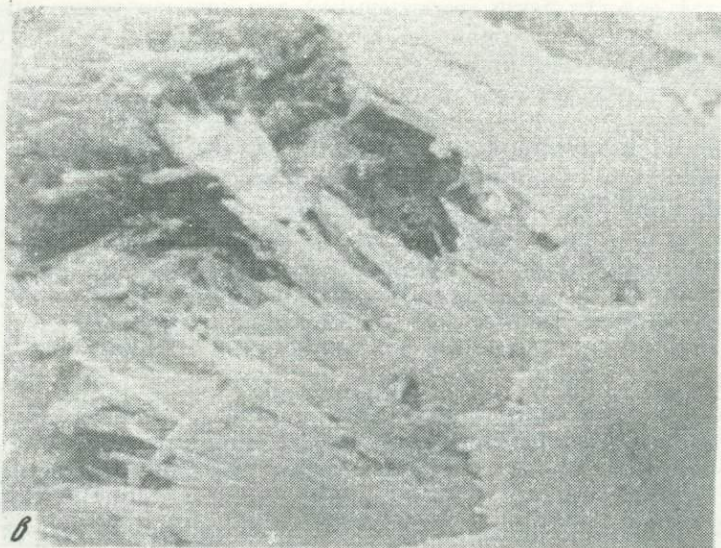


Рис. 2 (окончание)

занной воды (табл. 2, графа 3). Необычной особенностью лизардита является то, что часть тетраэдрических позиций его структуры заселена катионами  $Fe^{3+}$

Просечки, разделяющие петли, состоят из лизардита и клинохризотила. На концах лизардитовых пластинок наблюдается расщепление и образование клинохризотила (рис. 2, в). Центральная часть просечки, долгое время служившая путями миграции растворов, представлена мономинеральным клинохризотилом (рис. 1, а). По сравнению с лизардитом из

внутренней полости петли показательным для клинохризотила является близкое к антигориту содержание Al и Ca, относительно высокое содержание Ni и повышенное количество структурно связанной воды. С другой стороны, в структуре клинохризотила, так же, как в лизардите, часть тетраэдрических позиций заселена катионами  $Fe^{3+}$  (табл. 2, графа 4).

Таким образом, лизардиты внутренней полости петли заметно отличаются по составу от антигорита и клинохризотила.

По энстатиту образуются серпентины двух типов. Для кристаллов серпентина первого типа характерен игольчато-тонкопризматический облик и высокий показатель преломления по  $N_g = 1,576$ . Серпентин второго типа (бастит) имеет тонкопластинчатое строение и более низкий показатель преломления  $N_g = 1,565$  (рис. 2, з). Оба типа серпентина представлены лизардитом с параметрами ячейки  $a = 5,31$ ,  $b = 9,21$ ,  $c = 7,30$  Å. Так же, как антигорит и лизардит из внутренней части петли, рассматриваемые лизардиты заметно отличаются по составу таких элементов, как Al, Cr, Ni. В частности, лизардиты первого морфологического типа, как бы наследуя исходный состав энстатита, содержат заметные количества Al и Cr при практически полном отсутствии Ni (табл. 2, графа 5). Напротив, баститовый лизардит при отсутствии Al и ничтожной примеси Cr отличается повышенным содержанием Ni (табл. 2, графа 6). Особенностью баститового лизардита является вхождение ионов  $Fe^{3+}$  в тетраэдрические позиции структуры. Таким образом, намечаются вполне определенные черты сходства и отличия в составе серпентинов, образовавшихся по оливину и энстатиту. В частности, отметим, что если "петельчатый" антигорит и лизардит с игольчато-призматическим обликом кристаллов характеризуются заметными количествами катионов Al, то для баститового лизардита из внутренних полостей петли установлено практически полное отсутствие этого элемента.

Весьма важным для понимания природы процесса серпентинизации энстатита оказались данные по распределению элементов, полученные в рентгеновском  $K_\alpha$  излучении на соответствующих растровых изображениях. Установлено постоянное присутствие Cl в лизардитах первого морфологического типа. На рис. 3, а по присутствию Cl четко выявляется граница, разделяющая серпентинизированный и несерпентинизированный энстатит. Полосы повышенного содержания Cl, отмечающие ламеллы диоксида, трассируются вдоль спайности в энстатите и не прерываются при переходе в лизардит. Это свидетельствует о более высокой по сравнению с энстатитом устойчивости диоксида к серпентинизации.

Порода изредка рассекается тонкими (до 1 мм) прожилками клинохризотила ( $a = 5,31$ ,  $b = 9,20$ ,  $c = 14,6$  Å,  $\beta = 93,5^\circ$ ), для состава которых, по данным валового химического анализа пробы весом более 3 г, характерно повышенное содержание Al и аномально высокое — Ca, не связанное с присутствием карбонатов (табл. 2, графа 9). Часть окисного и закисного Fe (около 5–10 относительных процентов) связана с присутствием мельчайших (сотые доли миллиметров) включений магнетита. Эта часть окислов железа (0,65%  $Fe_2O_3$ ) при расчете кристаллохимической формулы клинохризотила не учитывалась (табл. 2, графа 9). Из рудных компонентов, кроме железистого никеля, присутствуют редкие зерна хромшпинеллида размером в десятые доли миллиметров неправильной удлиненной

формы, имеющие состав:  $(Mg_{0,63}, Al_{0,37}) (Al_{0,52}Fe_{0,53}^{2+}Cr_{0,97})O_4$  (табл. 3, графа 1). В прожилках встречены редкие зерна пирита. В аншлифе площадью  $50 \times 50 \text{ мм}^2$  выявлена одна частица самородной меди размером в сотые доли миллиметров.

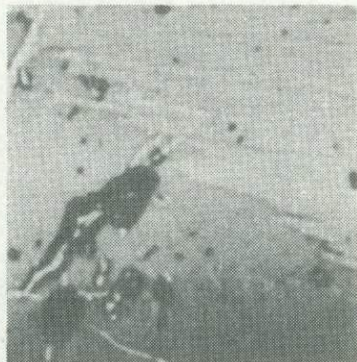
Хроматографический анализ показал, что при термическом разложении апооливиновых серпентинов выделяются водород (34 мол. %), метан (3 мол. %),  $CO_2$  (98 мол. %). Следует отметить, что выход водорода и метана синхронный, а  $CO_2$  выделяется при более высоких температурах. Выделение водорода и метана происходит в температурном интервале  $300\text{--}350^\circ\text{C}$ . Факт синхронности выхода водорода и метана и низкие температуры начала выхода этих газов свидетельствуют о том, что выделение водорода при нагревании серпентинов не связано с процессами окисления  $Fe^{2+}$  в их структуре.

При рассмотрении особенностей структуры и состава различных морфологических типов серпентинов, их текстурных взаимоотношений, а также данных хроматографического анализа выявляется следующее: 1) для центральных участков полости петли характерен парагенез антигорита и железистого никеля, формирование которого можно представить только в восстановительных условиях [11, 8]; 2) весьма тонкозернистое строение антигоритовой зоны, непосредственное замещение антигорита крупнопластинчатым лизардитом может свидетельствовать о раннем образовании антигорита непосредственно по оливину. Факты образования антигорита непосредственно по оливину приводят в своих работах Г.В. Пинус с соавторами, В.В. Велинский и др. [5, 1]; 3) присутствие водорода в апооливиновых серпентинах могло быть обусловлено составом первичных восстановленных флюидов, сопровождающих глубинный, подкоровый гипербазитовый магматизм [3, 4].

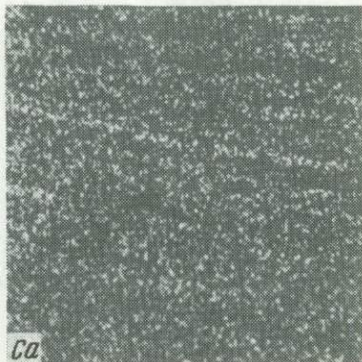
Таким образом, представляется возможным связывать раннюю серпентинизацию гарцбургитов с окислением водородсодержащих флюидов в условиях значительной глубинности.

Минеральный состав и кристаллохимические особенности изученных серпентинов позволяют рассматривать апогарцбургитовую серпентинизацию как стадийный процесс и наметить следующую последовательность стадий. Серпентинизация, по-видимому, началась с внутрислойного растворения ромбического энстатита и оливина в аутометасоматическую стадию под влиянием хлорсодержащих флюидов, возможно, магматического происхождения. В этот период по энстатиту шло образование игольчатого лизардита, в состав которого вошли унаследованные от энстатита катионы Cr, Al и Ca. Однако часть Al и Ca, высвобождающихся при разложении энстатита, переносилась в форме хлоридов и включалась в состав антигорита, формирующегося по оливину. О такой возможности свидетельствует сопоставление составов энстатита и игольчатого лизардита (табл. 2, графы 7 и 6 соответственно). С другой стороны, при разложении оливина высвобождались значительные количества подвижных катионов Mg, которые также мигрировали и принимали участие в образовании формировавшегося по энстатиту лизардита. Важно отметить, что в условиях тока водорода и метана окисление Fe не происходило и поэтому при разложении Ni-содержащего оливина образовывались антигорит и железистый никель. При выводе комплекса в более высокие горизонты или под воздействием

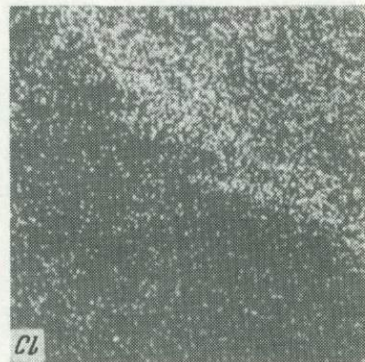
*a*



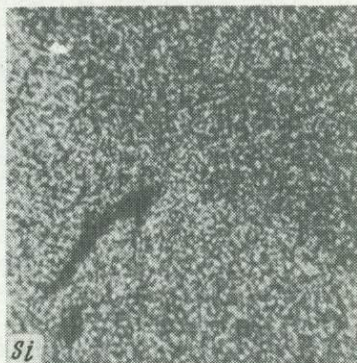
*в погл. электронах*



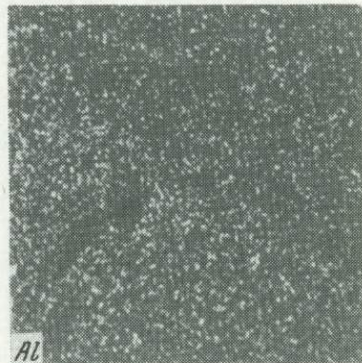
*Ca*



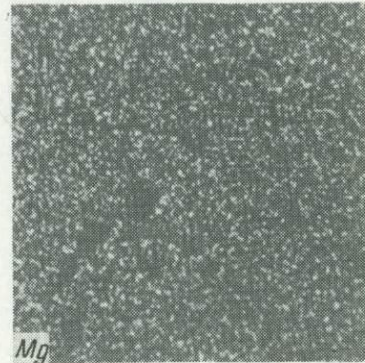
*Cl*



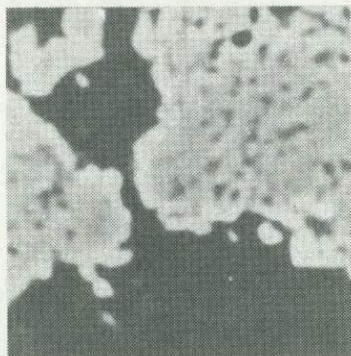
*Si*



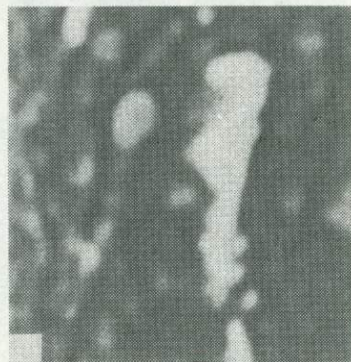
*Al*



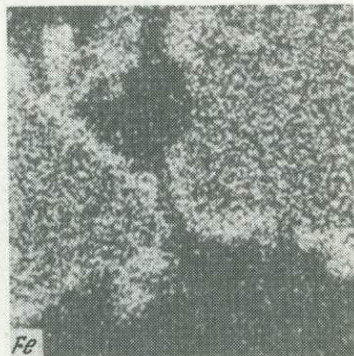
*Mg*



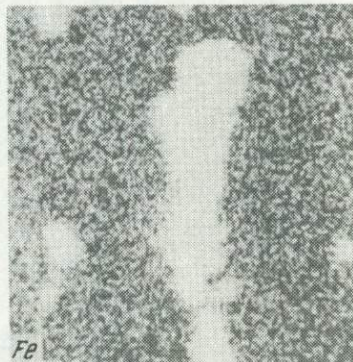
*в погл. электронах*



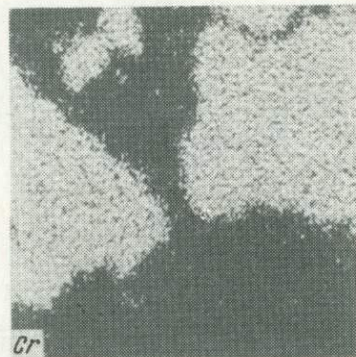
*в погл. электронах*



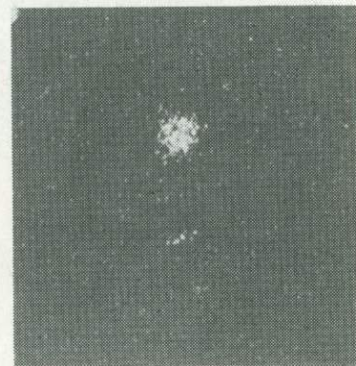
*Fe*



*Fe*



*Cr*



**Рис. 3.** Растровые изображения элементов в рентгеновском К-излучении

Наиболее светлые участки соответствуют максимальным концентрациям элементов

*a* – серпентин (1), образованный по ромбическому пироксену (2); растр  $100 \times 100 \text{ мкм}^2$ ; *б* – рудные компоненты; растр  $50 \times 50 \text{ мкм}^2$  (2) и  $100 \times 100 \text{ мкм}^2$  (1)

Таблица 3

Химический состав рудных минералов в серпентинитах

Компонент	1	2	2а	3
SiO <sub>2</sub>	0,09	0,57	0,36	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,31	1,47	0,10	32,51
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	39,21	27,44	0,87	28,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,86	70,82	97,99	32,26
MgO	13,49	1,12	1,25	6,05
NiO				0,33
Ni				
Fe				
S				
Σ	99,96	100,79	100,62	100,02
Структурные формулы				
Si		0,01	0,01	
Al	0,89	0,05		1,22
Cr	0,97	0,86	0,02	0,73
Fe <sup>3+</sup>		0,74	1,78	
Fe <sup>2+</sup>	0,53	1,36	1,12	0,77
Mg	0,63	0,05	0,07	0,29
Ni				0,01
O	4,0	4,0	4,0	4,0
S				

Примечание. 1 — хромшпинеллид из апогарцбургитового серпентинита; 2, 2а — хром-магнетит и магнетит из контактового антигоритового серпентинита (2а — наружная зона зерна); 3, 3а — хромшпинеллид и магнетит (краевая зона зерна)

окисляющих растворов происходило замещение микропластинчатого антигорита хорошо сформированными пластинками лизардита, содержащего катионы Fe преимущественно в трехвалентном состоянии, и частичное окисление железистого никеля. Рассмотрение текстурных взаимоотношений серпентинов и оливина, четко выявляющихся на рис. 1, а, подтверждает более позднее образование лизардита за счет антигорита. По энстатиту и, по-видимому, частично по игольчатому лизардиту в это время происходило образование пластинчатого лизардита (бастита), содержащего Ni, который появлялся в растворах в результате разложения антигорита и железистого никеля. Характерным для этого периода является существование таких условий, которые обеспечивали очень высокую подвижность катионов Al, что привело к полному исключению их участия в процессах серпентинизации.

Серпентины первого типа можно рассматривать как первичные, образованные при стадийной серпентинизации пород наиболее древнего комплекса океанической коры.

Тип 2. Вторичные серпентиниты залегают в виде протрузий в туфах спилито-диабазового комплекса в основании аллохтонной пластины серпентинитового меланжа, надвинутого на сеноманские вулканогенно-флишеидные толщи между блоками полосчатого комплекса и являются по

	3а	4	4а	5	6
		0,03	0,09	0,29	
		22,22	0,10	0,22	
		42,95	0,14	0,09	0,28
99,70		15,07	97,40		
		19,71	2,36	0,35	
0,24		0,02	0,40		
				22,20	27,86
				44,29	38,11
				32,39	34,35
99,94		100,0	100,59	99,76	100,60
Структурные формулы					
		0,79			
		1,03	0,01		
2,05			1,97		
0,92		0,34	0,88	6,26	5,02
		0,90	0,13		
0,01			0,03	2,98	3,52
4,0		4,0	4,0		
				8,0	8,0

из "деструктивных" серпентинитов; 4, 4а — хромшпинелид и магнетит (краевая зона) из серпентинита пятого типа; 5 — пентландит из "деструктивных" серпентинитов; 6 — пентландит из серпентинитов пятого типа.

существо дигитациями серпентинитов первого типа, переработанными гидротермально-метасоматическими процессами в условиях образования и перемещения тектонических пластин. Они представлены ассоциацией структурно неупорядоченного лизардита, клинохризотила и магнетита, образующих различные текстурные типы сростаний в зависимости от условий их залегания: блаторешетчатые — в протрузиях; блоковые, с ориентировкой сторон блоков в трех направлениях — в дух взаимно перпендикулярных и диагональном (см. рис. 1, б, 1, в).

Лизардиты из протрузии ближе всего по составу к апооливиновым серпентинам первого типа (табл. 1, графа 1). Отличаются присутствием Cr, сравнительно высоким содержанием Al и ничтожно малым Ni. В случае, если протрузии вмещает будинированные дайки лампрофиров, содержание Al заметно возрастает (в три раза). Для лизардита из основания аллохтонной пластины характерно высокое содержание Fe и Cr (табл. 1, графа 2).

*Тип 3.* Контактные серпентиниты. Они образованы по серпентинитам второго типа на контакте с родингитизированными дайками лампрофиров (одинит, спессартит) в условиях прогрессивного контактового метаморфизма. Мощность слоев 0,1–0,5 м. Порода состоит из пластинок антигорита, по которым наблюдается образование клинохризотила. Антигорит не содержит Al (табл. 1, графы 3, 4). Специфической особенностью структуры

его является необычная ориентировка оси  $b$  вдоль удлинения. Параметры ячейки:  $a = 35 \text{ \AA}$ ,  $b = 9,23 \text{ \AA}$ ,  $c = 7,25 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 91,5^\circ$ . Характерен парагенез с хром-магнетитом (табл. 3, графа 2).

*Тун 4.* "Деструктивные" аподунитовые серпентиниты залегают в виде блоков (площадью  $0,3-0,5 \text{ км}^2$ ) в аллохтонном комплексе габброидных пород сложного состава горы Эконай, имеют ненарушенные контакты с амфиболовыми и пренит-амфиболовыми сланцами, образованными по брекчированным габброидам. Порода имеет плотный сливной облик. Серпентинизация 100%. Структура петельчатая. Рудные компоненты составляют около 20% объема породы (см. рис. 1, 2). Оруденение имеет явно наложенный характер. Рудные скопления наблюдаются в виде пересекающихся шнуровидных прожилков или ксеноморфных изометричных выделений различной крупности от долей до  $1-2 \text{ мм}$  (рис. 3, б). Выявляются три типа рудных образований: 1) сульфиды пентландитового состава — мелкие зерна (табл. 3, графа 5); 2) хромшпиннелиды с высоким содержанием Al (32 вес. %) — крупные зерна (табл. 3, графа 3); 3) магнетит, окаймляющий сульфиды и хромшпиннелид (табл. 3, графа 3а) и слагающий большую часть шнуровидных прожилков.

Серпентиновые минералы представлены в основном лизардитом и клинохризотилом. Внутри петель выявляются неправильной формы участки антигорита размером  $15-30 \text{ мкм}$  с мельчайшими ( $2-3 \text{ мкм}$ ) включениями сульфидов Ni и Fe. В составе антигорита, так же, как и в апогарцбургитовом серпентините, присутствуют Al и Ni, но нет Ca (табл. 1, графа 5).

Особенности состава и геологическая позиция серпентинитов этого типа позволяют предполагать их образование в условиях значительной глубинности в зоне раздвига при переработке и сдирании тектонизированной габброидной части коры переходного типа под влиянием флюидов, связанных с основным магматизмом, возможно, с внедрением дайкового габбро-диабазового комплекса. Формирование необычного парагенеза происходило, по-видимому, в зоне контакта первичных серпентинитов (тип 1) и тектонизированных габброидов, с участием сероводородных флюидов. Образовалась ассоциация контактово-метасоматического генезиса. Формирование пентландита отчасти шло за счет железистого никеля первичных серпентинитов. По брекчированным габброидам в зоне контакта образовались пренит-амфиболовые сланцы и амфиболиты.

*Тун 5.* Серпентиниты этого типа рассланцованы и милонитизированы. Они разграничивают блоки в меланже или оконтуривают пластины вышеописанного комплекса габброидов. Особенностью состава серпентинитов этого типа является повышенная по сравнению с серпентинитом предыдущего типа магнезиальность ассоциирующих минералов (лизардит, магнетит, хромшпиннелид, тальк) и присутствие сульфидов пентландитового состава без магнетитовой отторочки (табл. 3, графа 6). Можно полагать, что формирование этого парагенеза, как и в предыдущем случае, было обусловлено флюидами с сероводородом. В этих условиях Fe и Mg, высвобождающиеся при преобразовании серпентина в тальк, связывались в структурах магнетита и хромшпиннелида (табл. 3, сравните графы 4 и 4а с 3 и 3а). Судя по условиям залегания, структурно-текстурным признакам серпентиниты этого типа были сформированы по серпентинитам типа 4 в заключительные этапы деструктивных процессов при сдирании

пластин и скупивании новообразованных меланократовых комплексов. Не исключено, что в этих условиях сульфиды пентландитового состава сохранились от исходных "деструктивных" серпентинитов. В результате процессов дробления и перекристаллизации мелкие зерна пентландита оказались освобожденными от оболочки из магнетита.

## ВЫВОДЫ

1. Предложена новая стадийная трактовка процесса серпентинизации пород дунит-гарцбургитового комплекса.
2. Начальная (ранняя) серпентинизация этих пород связывается с образованием по оливину антигорита и железистого никеля под влиянием тока водорода и метана в глубинных условиях, возможно, в зоне спрединга.
3. Серпентинизация в зонах деструкции (типы 3, 4, 5) рассматривается как процесс наложенный, вторичный.
4. Выявленные типы минеральных парагенезов дают основание предполагать различные условия вторичной (наложенной) серпентинизации гипербазитовых комплексов Восточного Сахалина и горы Эконай. В первом случае серпентинизация была связана с деструкцией океанической коры, во втором — более мощной коры переходного типа.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Велинский В.В.* Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. М.: Наука, 1979.
2. *Книппер А.Л.* Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса. — Геотектоника, 1979, № 2.
3. *Маракушев А.А.* Серпентинизация гарцбургитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 7, с. 5—20.
4. *Маракушев А.А., Перчук Л.Л.* Термодинамическая модель флюидного режима Земли. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1974, вып. IV.
5. *Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М.* Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: 1958. Изд-во АН СССР.
6. *Пушаровский Ю.М.* Тектонические движения в океанах — Геотектоника, 1978, № 1.
7. *Разницын Ю.Н.* Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, М., 1979.
8. *Рамдор П.* О широко распространенном парагенезисе рудных минералов, возникающих при серпентинизации. — Геология руд. месторождений, 1967, № 2, с. 32—43.
9. *Руженцев С.В., Бялбжеский С.Г., Казимиров А.Д.* и др. Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979.
10. *Руженцев С.В., Соколов С.Д., Юркова Р.М.* Тектоническое брекчирование и связанные с ним вторичные изменения пород меланократового фундамента (Корякское нагорье). — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1980.
11. *Шрейнберг Д.С., Чащухин И.С.* Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977.
12. *Dungan M.A.* A microprobe study of antigorite and some serpentine pseudomorphs. — Canad. Miner., 1979, vol. 17, N 4, p. 771—785.
13. *Gressey V.A.* Electron microscopy of serpentine textures. — Canad. Miner., 1979, vol. 17, p. 4.
14. *Wicks F.J.* Introduction. — Canad. Miner., 1979, vol. 17, N 4, p. 673—676.

*С.В. Чесноков*

## **РОЛЬ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В ПРЕВРАЩЕНИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ В КОНТИНЕНТАЛЬНУЮ**

Представление о том, что геосинклинали — это области превращения океанической коры в континентальную, распространяется все шире. Однако с ростом популярности идей мобилизма это превращение все чаще трактуется, особенно для фанерозоя, как сугубо механический процесс шарьирования древней континентальной коры на молодую океаническую и накопившиеся на ней геосинклинальные толщи. И действительно, гнейсовые зоны фанерозойских складчатых областей, например, Урала, Кавказа, Гималаев и т.д., обычно считаются фрагментами догеосинклинального сиалического цоколя, сначала расколотого и раздвинутого в стороны при заложении геосинклиналей-океанов, а затем дислоцированного вместе с геосинклинальными образованиями, в частности зеленокаменными толщами [1, 4 и др.]. В этом характерном для геологов-мобилистов предпочтении "аллохтонного" способа образования континентальной коры "автохтонному" нельзя не увидеть такой же недооценки "сиализирующей" роли геосинклинальных процессов, присущей тем геологам-фиксистам, например, В.В. Белоусову [2], которые все геосинклинали считают энсиалическими. Уместно также напомнить, что даже древнейшие участки континентальной коры продолжают вызывать спор по вопросу: являются ли гнейсы раннего архея первичным сиалическим цоколем для смежных зеленокаменных комплексов или их более метаморфизованным эквивалентом того же возраста? Особенно показательна в этом плане дискуссия между А. Гликсоном [6, 27, 28], считающим архейскую континентальную кору результатом автохтонной геосинклинальной сиализации симатической протокоры, и его оппонентами, приверженцами идеи о первозданности архейского сиала [14, 26, 25].

В данной статье сделана попытка показать в рамках фиксистской геодинамической концепции, что зрелая континентальная кора с ее гранито-метаморфическим и базито-метаморфическим слоями может образоваться в ходе одного геосинклинального цикла путем структурно-вещественного преобразования исходной океанической (точнее, симатической) коры взаимосвязанными процессами магматизма, осадкообразования, складчатости и метаморфизма.

В основу статьи легли структурно-геологические и петрографические исследования автора на Урале, Кавказе, в Гималаях и Прибайкалье в сочетании с анализом литературы по складчатым областям разного возраста и современным океанам. Подтвердив представления Е.В. Павловского [10] и Н.П. Васильковского [3] о том, что главная направленность в развитии земной коры заключается в ее необратимой сиализации с разрастанием континентов за счет океанов, эти исследования выявили ряд фактов и закономерностей, которые пока еще мало обсуждаются в литературе, хотя явно заслуживают включения в число геологических ограничений любой геодинамической модели. Важнейшие из них рассмотрим подробнее, опираясь в первую очередь на пример варисцид Урала.

## КОРРЕЛИРУЕМОСТЬ ГНЕЙСОВЫХ И ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ЗОН

Типоморфные для океанической коры офиолиты и глубоководные осадки (турбидиты, радиоляриты) обнаруживаются как в зеленокаменных, так и гнейсовых зонах, соответственно метаморфизованные. Например, столь характерные для зеленокаменной Магнитогорской зоны Урала серпентиниты не менее широко развиты в смежной гнейсовой Ильменогорской зоне, будучи представлены там обезвоженными разновидностями ("вторичными перидотитами") и продуктами их дальнейшего метаморфизма (антофиллитовыми, тальк-карбонатными породами и т.д.) [9, 22 и др.].

Структурно-геологический анализ (положение градиционной слоистости, конфигурация ранних складок волочения  $F_1$ , прослеживание маркирующих горизонтов и т.д.) позволяет установить приуроченность упомянутых типоморфных пород к видимому основанию стратиграфического разреза как зеленокаменных, так и гнейсовых зон [16, 18, 20, 21, 24]. В частности, тонкослоистые амфиболиты, слагающие внутренние оболочки многих гнейсовых диапиров (Ларинского, Миасского, Ильменогорского — на Урале, Бзыбского — на Кавказе) оказываются вулканогенными метатурбитами базальтового состава, которым в смежных зеленокаменных зонах соответствуют близкого возраста афировые базальты низов стратиграфического разреза (рис. 1). Современным аналогом этих метатурбитов очевидно являются недавно описанные И. Мурдмаа [5] базальтовые пески океанических рифтов.

Гнейсы диапировых ядер, часто трактуемые [8 и др.] как выступы мобилизованного сиалического цоколя, оказываются, по нашим данным [18, 20, 24], или парагнейсами по метапелитам и метатурбидитам низов геосинклинального разреза (Ильменогорская зона Урала, рис. 1), или ортогнейсами по плагиогранитам, более молодым, чем офиолиты, и сопоставимым с раннегеосинклинальными плагиориолитами или альбитофирами (Кочкарская зона Урала). Именно к такому типу ортогнейсов относятся, на наш взгляд, гнейсы Амитсок в Гренландии, содержащие ксенолиты пород офиолитовой ассоциации и считающиеся древнейшими на Земле [30].

Метаконгломераты с обломками гранитоидов (как правило, плагиогранитов), используемые как довод в пользу энсиаличности зеленокаменных поясов, оказываются во многих случаях [24] не базальными, а внутриформационными вулканогенными, связанными с плагиориолитовым завершением раннегеосинклинального магматизма или с позднегеосинклинальным возобновлением базальтоидного магматизма в рамках того же цикла, на Урале, например, соответственно в среднем и позднем девоне [20, 21].

В архее Австралии и других щитов подобные метаконгломераты связаны "с верхним зеленокаменным комплексом" [6, 28], формировавшимся после плагиогранитов, но раньше калиевых гранитов, т.е. до окончательного "созревания" континентальной коры.

В фанерозойских складчатых областях находки определимых органических остатков в метаморфитах даже амфиболитовой фации [11, 7, 12, 13] позволяют прямо коррелировать смежные гнейсовые и зеленокаменные зоны по возрасту исходных пород, а не только по их составу. Вместе с сопоставимостью главных этапов магматической и структурно-метаморфической эволюции [18, 24] это вполне доказывает принадлежность соответ-



вующих гнейсовых и зеленокаменных зон к единому геосинклинальному циклу.

Итак, региональный метаморфизм, сопровождающий превращение океанической коры в континентальную, всегда зонален. Гнейсы, наиболее типоморфный компонент континентальной коры, образуются повсеместно, а лишь локально, в соответствующих зонах. Об этом еще раз свидетельствует сама сохранность зеленокаменных поясов раннего архея.

#### ПЛАГИОГРАНИТНЫЙ СОСТАВ И ОТНОСИТЕЛЬНО ПОЗДНЕЕ ПОЯВЛЕНИЕ ПЕРВЫХ КИСЛЫХ МАГМАТИТОВ

В гнейсовых и зеленокаменных зонах фанерозоя и докембрия наиболее ранние кислые магматиты имеют плагиогранитный состав, который впоследствии в той или иной мере может быть затушован калишпатизацией [24 и др.].

Эти магматиты включают в себя в разной степени метаморфизованные плагиограниты, часто протогнейсовидные, плагиогранит-порфиры, часто с голубым кварцем в фенокристаллах, плагиориолиты (кварцевые и базисно-кварцевые альбитофиры) и их туфы, причем значительная часть последних переотложена в виде туфотурбидитов. Комагматичность перечисленных пород и связь с плагиориолитовым вулканизмом подтверждается, в частности, их сонахождением в уже упомянутых кислых вулканогенных конгломератах, оказывающихся в одних случаях туфотурбидитовыми, в других — инъекционными (флюидизационными) [24].

Плагиориолиты имеют облик флюидалных лав и залегают в виде пластовых тел мощностью от десятков метров до 1–2 см на разных уровнях стратиграфического разреза, в разных зонах метаморфизма, среди более основных вулканитов, базальтовых туфотурбидитов, карбонатных и глинистых пород. Вопреки обыкновению считать такие тела разновозрастными эффузивными покровами, автор ранее показал [21], что они являются субвулканическими силлами, примерно одного возраста, внедрившимися в период плагиориолитового вулканизма. Главное доказательство — приуроченность бесспорных свидетельств этого вулканизма — плагиориолитовых туфотурбидитов и пепловых туфов — к единому стратиграфическому уровню, всегда сверху более основных пород (или туфотурбидитов, или собственно вулканитов). Поэтому так называемая контрастная (спилит-кератофировая, или диабаз-альбитофировая) формация оказывается пространственным совмещением раннегеосинклинальных основных вулканитов и значительно более поздних плагиориолитовых силлов, относящихся, однако к тому же этапу базальтоидного магматизма.

Рис. 1. Предполагаемый геологический разрез через Ларинский парагнейсовый купол и его зеленокаменное обрамление. Восточный склон Южного Урала [20]

1 — серпентиниты и апосерпентиниты; 2 — афировые базальты и их туфы; 3 — порфировые андезит-базальты, андезиты и их туфы; 4 — кислые вулканиты и субвулканиты; 5 — вулканогенные турбидиты; 6 — кремнистые, глинистые и карбонатно-глинистые толщи; 7 — известняки и мраморы; 8 — амфиболы; 9 — парагнейсы; 10 — раннекинематические гнейсограниты; 11 — позднекинематические грайиты. В верхней части рисунка — залегание и интенсивность проявления осевой плоскости  $S_1$  (главной сланцеватости) и кливажа  $S_2$ .

В случае Ильменогорской зоны Урала (см. рис. 1) первые кислые вулканы и их интрузивные комагматы появились лишь к среднему девону, хотя базальтоидный вулканизм начался еще в ордовике. Это подтверждается полным отсутствием кислых магматитов среди вулканокластов в порфировых туфах и туфотурбидитах силура и нижнего девона, тогда как в аналогичных породах верхнего девона, отвечающих второму, позднегеосинклинальному этапу базальтоидного магматизма, вулканомиктовая примесь плагиогранитов и плагиориолитов весьма обычна.

Обрисованное положение Уральских плагиориолитов в эволюционном ряду вполне аналогично положению "натровых гранитов" архея, попадающих в "вилку" между нижним и верхним зеленокаменными комплексами [6 и др.].

Плагиогранитный состав первых кислых магматитов, их общеизвестная петрохимическая и геохимическая общность с базальтоидами и появление сразу в больших объемах лишь при завершении длительной эволюции раннегеосинклинального базальтоидного магматизма хорошо объяснимы петрогенетической моделью [29], предусматривающей селективное плавление метабазальтов (эклогитов или амфиболитов) на глубинах свыше 30 км. Необходимые условия для этого создаются в геосинклиналях после накопления достаточно мощной призмы осадков и магматитов. Именно этим можно объяснить полное отсутствие кислых магматитов в океанической коре толщиной 5–10 км и первое появление их лишь на вулканических островах.

#### КОРЕННЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ОТЛИЧИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ОТ ОКЕАНИЧЕСКОЙ

В отличие от горизонтальной стратификации океанической коры структура гнейсовых и зеленокаменных зон исключительно сложна, с преобладанием субвертикального залегания пород, маскируемого в горных областях гравитационным выполаживанием с образованием тектонических покровов [22–24]. Это отличие — прежде всего результат складчатости, которой подверглись в тот или иной геосинклинальный цикл породы данного участка континентальной коры, причем складчатость каждого цикла развивалась в несколько этапов, давая соответствующие генерации складок ( $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_3$  и т.д.). В нашем уральском примере различимы три главные генерации варисцийских складок [15]. Парагнейсовые диапировые купола (Ларинский, Миасский) оказываются антиформами — складками  $F_2$ , состоящими из перемятого материала ранних изоклинальных складок  $F_1$ , аналоги которых в зеленокаменном обрамлении имеют субвертикальное расположение осевых плоскостей и кливажа  $S_1$ . Образование  $F_1$  сопряжено с ранним этапом зонального динамотермального метаморфизма, плагиомигматизацией и внедрением вдоль кливажа  $S_1$  раннекинематических метаморфогенных плагиогранитов. Подъем гнейсовых диапиров сопряжен с калишпатизацией, внедрением позднекинематических калиевых гранитов и динамотермальным метаморфизмом позднего этапа с концентрической (вокруг куполов) зональностью и субвертикальным расположением поверхностей метаморфических изоград, секущих геологические границы и крупные складки  $F_1$ . Складки  $F_3$ , как правило, крутошарнирные, асим-

метричные, сопровождают продольные (вдоль простирания) межслоевые перемещения лево- или правостороннего типа, в частности, при мегабудинаже гнейсовых диапиров [17, 20 и др.].

Сходные черты структурно-метаморфической эволюции выявляются и в соседней, Кочкарской зоне Урала с ортогнейсовыми диапирами и метаморфической зональностью менее глубинного типа [24], а также в других складчатых областях. Так, наложение крутошарнирных складок на ранние пологошарнирные складки наблюдалось автором на Кавказе, в Прибайкалье, Гималаях и Крыму, как в сильно, так и слабо метаморфизованных породах, причем всегда это наложение хорошо увязывалось с межслоевым проскальзыванием при подъеме метаморфических или магматических диапиров сквозь круто поставленные породы [22–24].

В условиях горного рельефа, особенно в Гималаях, гравитационное расползание вершук крутых диапиров создает псевдосинклинали с "обращенным метаморфизмом" (налеганием гнейсов на филлиты и т.п.). Опрокинутость метаморфических изоград и дает повод считать эти структуры эрозионными останцами гигантских (до 100 км и более) шарьяжных пластин, выколотых из докембрийского сиалического цоколя [4]. Доводы против такой трактовки в пользу автохтонной диапировой природы гнейсов были приведены ранее [22–24]. Здесь лишь отметим, что выполаживание кверху крутых контактов в связи с крупными формами горного рельефа (падение внутрь склона) удается наблюдать непосредственно. Оно сопровождается характерными каскадными складками и накладывается на структуры, которые могли образоваться лишь в субвертикальном положении (крутошарнирные складки и др.). Горизонтальное перекрытие в возникающих при этом покровах достигает 5–10 км и более. Эта величина означает, что вертикальная амплитуда исходных диапиров должна измеряться десятками километров, а их "корни" уходят к подошве континентальной коры, в ее базито-метаморфический (гранулитобазитовый) слой, недаром часто называемый зоной дегранитизации.

Таким образом, метаморфические диапиры – характернейшее проявление геосинклинальной складчатости – пронизывают континентальную кору почти на всю ее возможную мощность. Это лишний раз подтверждает современные представления, что устанавливаемая геофизическими методами субгоризонтальная стратификация континентальной коры, в противоположность океанической, – вторичного, метаморфического происхождения. Иными словами, границу между гранито-метаморфическими слоями следует считать усредненной изоградой метаморфитов гранулитовой фации, секущей сложную складчатую структуру, в которую смята первичная стратификация. Геофизические границы, отвечающие породам разной плотности и обладающие пологим наклоном на восток, интерпретированы там как поверхности раздела зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой зон метаморфизма, секущие сложную складчатую структуру с субвертикальным расположением осевых поверхностей, как и на нашем уральском разрезе (см. рис. 1).

Итак, земная кора, превращаясь из океанической в континентальную, увеличивает свою толщину не столько за счет накопления осадков и магматитов, сколько за счет геосинклинальной складчатости, с образованием вторичной, метаморфической расслоенности по вертикали.

## КОНСЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ ХАРАКТЕР РАННЕЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Складчатость в геосинклиналях трудно объяснить взаимодействием крупных литосферных плит при субдукции, обдукции или коллизии. Главное препятствие — отсутствие признаков приложенного извне давления на геосинклиналь при трансформации ее в складчатую область, что хорошо показано В.В. Белоусовым [2]. Но и метаморфический диапиризм, являясь реальным фактором поздней геосинклинальной складчатости, не может быть причиной ранней складчатости, на которую он накладывается.

На том же примере (см. рис. 1) покажем ряд новых деталей, важных для обсуждаемого вопроса. В поперечном сечении этого фрагмента Урала перемежаются зоны с разным типом ранней складчатости  $F_1$  в разновозрастных, но фациально различных толщах: 1) зоны с преобладанием собственно вулканитов (лав, туфов) и брахиформной складчатостью, при отсутствии или слабом развитии кливажа осевой плоскости  $S_1$  и 2) зоны с преобладанием вулканогенных турбидитов и карбонатно-пелитовых осадков, с линейной, нередко изоклиальной складчатостью и совершенным кливажом  $S_1$ . Зоны первого типа имеют антиклинальный, а второго типа — синклинальный характер.

Если кливаж  $S_1$  взять за меру бокового сжатия, то окажется, что в антиклинальных вулканитовых зонах оно практически не проявлено. Это нельзя объяснить меньшей податливостью вулканитов сравнительно с турбидитами. Верхнедевонские красноцветные туфы, массивные на широте Ларинского купола, прослеживаются на север в зону динамического воздействия Миасского купола и переходят во всей полосе своих выходов в красноцветные же шлоичатые сланцы. Если в мелких турбидитовых синклиналях  $F_1$  субвертикальный кливаж  $S_1$  сечет напластование  $S_0$ , то в крупной синклинали хребта Кумач, представленной лишь обрывком западного крыла шириной 2,5 км,  $S_1$  повсюду совпадает с  $S_0$ , сохраняя то же субвертикальное залегание. Амплитуда этой изоклиальной складки неизвестна, но вероятно измеряется многими километрами, так как, возможно, превышает в несколько раз ее видимую ширину.

Ранее боковое сжатие было максимальным в гнейсовых зонах. В участках подъема диапиров оно затем вытеснялось направленным снизу давлением, которое в своде растущего парагнейсового диапира сочеталось с локальным вторичным сжатием в синформе между диапировыми ядрами вплоть до развития в ней позднего кливажа  $S_2$ .

Как показал структурно-геологический анализ [18, 21], именно на месте парагнейсовых диапиров, приуроченных к турбидитовым зонам, амплитуда ранних складок  $F_1$  была наибольшей, достигая десятков километров.

Все особенности ранней, додиапировой складчатости можно объяснить, если считать ее конседиментационной, развивающейся параллельно с вулканизмом и осадконакоплением. Вулканические поднятия превращаются в антиклинальные зоны, а разделяющие их турбидитовые прогибы, заполняемые переотложенным вулканическим материалом, — в синклинальные зоны. Главной причиной складкообразования служит не сокращение ширины подвижного пояса, а вертикальное затягивание (всасывание) накапливающихся в прогибах пород в глубь литосферы. Ведь синклиналь любой амплитуды,

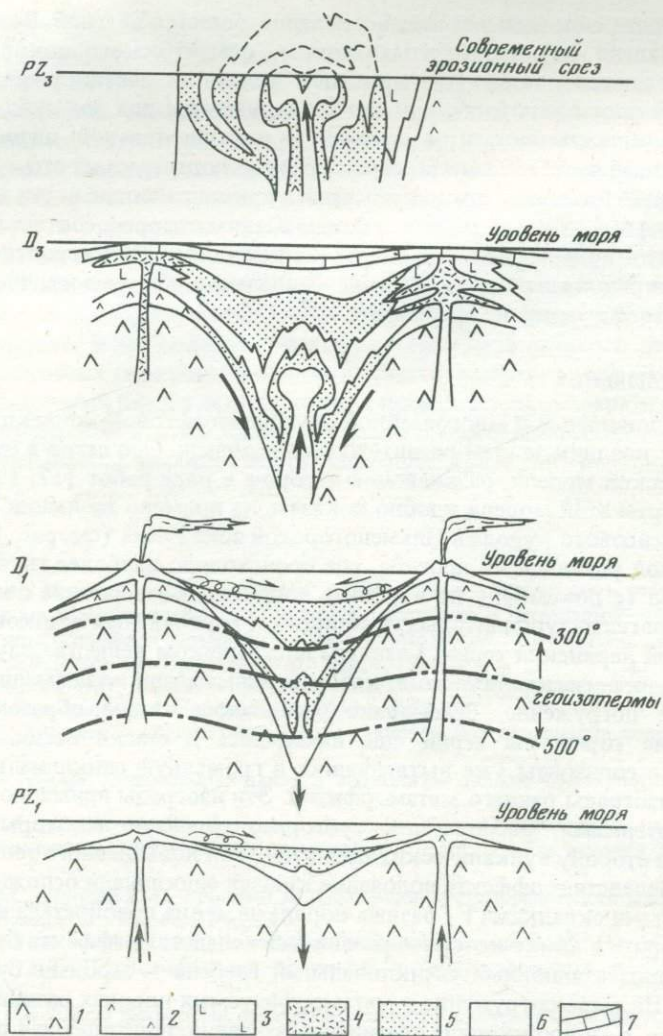


Рис. 2. Схема структурной эволюции парагнейсового диапирового купола

1 — симплектический доколь; 2 — базальты; 3 — андезитобазальты и андезиты; 4 — кислые вулканиты и субвулканиты; 5 — вулканогенные турбидиты; 6 — пелитовые и карбонатно-пелитовые осадки и парагнейсы; 7 — известняки

тем более изоклинали, можно получить не боковым сжатием, а растяжением книзу. Складки волочения в такой синклинали будут той же конфигурации, что и в синклинали бокового сжатия (рис. 2). В реальности механизма затягивания-всасывания убеждает, помимо громадных амплитуд некоторых  $F_1$ , сам факт перемежаемости на уровне эрозионного среза сильно метаморфизованных супракрупальных пород, побывавших внутри литосферы на глубине многих километров, и слабо или совсем не метаморфизованных пород того же возраста.

Природа сил, вызывающих всасывание, остается неясной. Возможно, оно обусловлено тем, что базиты в составе симатического цоколя прогибов превращаются в эклогиты и начинают "тонуть" в мантии, увлекая за собой и менее плотные породы, как это предполагается для зон субдукции [29]. Приуроченность эклогитов только к континентальной литосферы, уже прошедшей через геосинклинальный режим, подтверждает это.

Зоны всасывания можно представить как нисходящие ветви ячей внутрилитосферной конвекции, восходящим ветвям которых соответствуют зоны и участки подъема магм. Размеры конвективных ячей вероятно соизмеримы с шириной главных структурно-фациальных зон геосинклинали и толщиной литосферы, т.е. не превышают 100–150 км.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представление о многоячейной внутрилитосферной конвекции применимо и к поздним этапам развития геосинклинали. Оно легло в основу геодинамической модели, развиваемой автором в ряде работ [17, 19, 20]. Главные черты этой модели удобно показать на примере эволюции Ларинского парагнейсового купола в Ильменогорской зоне Урала (см. рис. 1, 2).

Купол развился из прогиба, где происходило наиболее глубокое и длительное (с докембрия до карбона) погружение-всасывание с накоплением вулканогенно-турбидитовых, глинистых и карбонатных осадков геосинклинальной ларинской серии. Главным поставщиком вещества служили смежные вулканические поднятия, которые испытывали воздымание или замедленное погружение. Всасывание развивалось таким образом, что пока верхние горизонты серии еще находились в стадии осадконакопления, нижние горизонты уже вытягивались в громадную синклинали, пересекавшую изограды раннего метаморфизма. Эти изограды примерно совпадали с геоизотермами, располагаясь субгоризонтально с некоторым воздыманием в сторону вулканических поднятий (зон повышенного теплового потока). Вследствие эффекта волочения крылья синклинали осложнялись менее крупными складками  $F_1$  разных порядков, и она приобретала строение синклинория, в замке которого развивался вследствие эффекта блокирования конседиментационный антиклинальный гребень — зародыш будущего диапира. По мере погружения в метаморфизируемых породах развивался крутой кливаж  $S_1$  и происходила плагиомигматизация, порождавшая раннекинематические плагиограниты. Затем началась калиевая гранитизация и всплывание гранитизируемых толщ с обособлением их в округлый диапир, который как бы выворачивает конседиментационный синклинорий наизнанку с повторным смятием ранних складок даже поперек шарниров.

Эволюция ортогнейсовых диапиров, например в Кочкарской зоне Урала или Передовом хребте Большого Кавказа, во многом аналогична, но в всплывание начинается с меньших глубин, так как внедрение раннегеосинклинальных плагиогранитов (исходных для ортогнейсов) обусловило более раннюю сравнительно с парагнейсовыми куполами инверсию турбидитовых прогибов.

Итак, континентальная кора рождается в геосинклиналях за счет сиализации исходной океанической (симатической) коры взаимодействующими процессами магматизма, осадкообразования, складчатости и метаморфиз-

ма. Главную роль в этом взаимодействии на ранне- и позднегеосинклинальном этапе играет базальтоидный магматизм, выступающий как поставщик нового вещества для коры, источник тепла и растворов для метаморфизма и фактор тектогенеза, обеспечивающий конвекционный механизм геосинклинали. Зрелая континентальная кора в полном объеме создается в результате одного геосинклинального цикла, начинающегося офиолитами и завершающегося калиевыми гранитами, причем эта сиализация осуществляется не повсеместно, а отдельными полосами и островками, даже в пределах единой геосинклинали. Полицикличность складчатых поясов следует трактовать как последовательное латеральное приращение новой континентальной коры к более ранним сиализическим ядрам, как крупным (материки), так и мелким (острова). Возобновление типичного геосинклинального режима на уже сиализованных (кратонизированных) участках коры вряд ли возможно. Новый эндогенный цикл в таких участках принимает формы аркогенеза, тектоно-магматической активизации, континентального рифтогенеза и т.д. В этом и сказывается необратимость эволюции (развитие по спирали) земной коры.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белов А.А., Книппер А.Л., Руженцев С.В. Историко-тектоническая и структурная интерпретация гранито-гнейсовых массивов альпийской складчатой области. — В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976.
2. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 264 с.
3. Васильковский Н.П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии. — Тр. Сиб. НИИ геол. геофиз. и минер. сырья, 1960, вып. 13.
4. Гансер А. Гималаи. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т. 1.
5. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. Океанология. М.: Наука, 1979.
6. Гликсон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов; данные по щитам южного полушария. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1979.
7. Дюфур М.С., Попова В.А., Кривец Т.Н. Альпийский метаморфический комплекс Центрального Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1970.
8. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974.
9. Кузнецов Е.А. Петрография магматических и метаморфических пород. М.: Изд-во МГУ, 1956.
10. Павловский Е.В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 6.
11. Павловский Е.В., Фролова Н.В. Органические остатки в метаморфических комплексах. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 6.
12. Потепенко Ю.Я., Стукалина Г.А. О первой находке органических остатков в метаморфическом комплексе Главного Кавказского хребта. — Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 5.
13. Турбанов В.Ф., Панков Ю.Д., Милицина В.С. и др. Стратиграфия района южного периклинального замыкания Вишневогорско-Ильменогорского антиклинория в связи с проблемой возраста его высокометаморфизованных пород. — В кн.: Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород. Свердловск: УФАН СССР, 1971.
14. Уиндли Б.Ф. Новые тектонические модели эволюции архейских континентов и океанов. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1979.
15. Чесноков С.В. К структурной эволюции гнейсовых куполов. Складки волочения в куполах Восточно-Уральского антиклинория. — ДАН СССР, 1966, т. 167, № 4.
16. Чесноков С.В. Ларинский и Миасский гнейсовые купола Восточно-Уральского антиклинория и их эволюция: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1967.

17. *Чесноков С.В.* О происхождении эвгеосинклинальной складчатости (на примере Южного Урала). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, № 6.
18. *Чесноков С.В.* Проблема ильменогорских гнейсов. — В кн.: Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород. Свердловск: УФАН СССР, 1971.
19. *Чесноков С.В.* Проблема образования Континентальной коры в свете структурно-геологических данных (на примере Южного Урала). — В кн.: Петрографические доклады. М.: Изд-во МГУ, 1971.
20. *Чесноков С.В.* Ильменогорские гнейсы в тектоническом аспекте. — В кн.: Проблемы петрологии, геохимии и минералогии щелочных пород. Свердловск: УФАН СССР, 1974.
21. *Чесноков С.В.* Вулканогенные турбидиты и проблемы кислых вулканитов карамалыташской свиты контрастной (спилито-кератофировой) формации. — В кн.: Вулканизма Южного Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1974.
22. *Чесноков С.В.* Аллохтон или автохтон?: (О природе кристаллических сланцев Низких Гималаев в окрестностях г. Симла, Индия, — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, № 1.
23. *Чесноков С.В.* О структурных этажах Западного Прибайкалья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 5.
24. *Чесноков С.В., Красивская И.С.* Проблема гнейсов и образование континентальной земной коры в геосинклиналях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 5.
25. *Baragar W.R., McGlynn J.C.* On the basement of Canadian greenstone belts: discussion. — Geosci. Canada, 1978, vol. 5, N 1.
26. *Bridgwater D., Collerson K.D.* Author's reply. — Contribs Mineral. and Petrol., 1977, vol. 62, N 2.
27. *Glikson A.Y.* On the origin of Early Archaean gneisses: Discussion. — Contribs Mineral. and Petrol., 1977, vol. 62, N 2.
28. *Glikson A.Y.* On the basement of Canadian greenstone belts. — Geosci. Canada, 1978, vol. 5, N 1.
29. *Green T.H., Ringwood A.E.* Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. — Contribs Mineral. and Petrol., 1968, vol. 18, N 1.
30. *Moorbath S.* The oldest rocks and growth of continents. — Sci. Amer., 1977, vol. 36, N 3.

УДК 551.24

*Б.Н. Пискунов*

## РАЗГРАНИЧЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ОКЕАНОВ И СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ

В решении такой фундаментальной проблемы геологии, как становление континентальной коры, составляющее основу геосинклинального процесса, существенную роль играет изучение вулканических ассоциаций. Связь между их составом и тектоническим положением является важным инструментом при анализе геосинклинального процесса как определенной последовательности тектоно-магматических стадий развития земной коры. В этом плане первоочередное значение имеет исследование соотношения составов вулканических ассоциаций на уровне наиболее крупных тектонических единиц — океанов и складчатых областей.

В соответствии с современными петрологическими данными вулканические породы океанов представлены в зависимости от структурной принадлежности низкокальциевыми толеитами дна и срединно-океанических хребтов, толеитами оснований вулканических островов и цепей, а также

щелочными оливиновыми базальтами подводных гор и вершин вулканических хребтов. По степени дифференцированности они образуют однородные (базальтовые) или непрерывные серии (базальт-щелочносалические). Несмотря на различие составов пород, общая их приуроченность к стабильным в тектоническом отношении океаническим районам позволяет объединять в единую толеит-щелочобазальтовую ассоциацию океанов. Вулканические образования складчатых областей представлены однородными, контрастными и непрерывными формациями различных стадий процесса геосинклинального развития: раннегеосинклинальной, островодужной, орогенной, и объединяются в обширную по составу известково-щелочную ассоциацию.

Представление о специфике составов вулканических пород океанов и геосинклинальных областей сложилось в петрологии уже давно. Для Тихого океана и его складчатого обрамления оно отразилось в установлении так называемой "андезитовой линии", разделяющей области с различным составом вулканических продуктов [8]. Хотя смысл "андезитовой линии" как границы раздела областей с вулканизмом различного типа не потерял своего значения до настоящего времени, методика определения формационной принадлежности вулканитов по содержанию в них кремнезема не выдерживает критики и приводит к неверным выводам. Так, с одной стороны, районы проявления кислого вулканизма в океанах ошибочно включаются в состав периферических складчатых областей, с другой — отрицается наличие "андезитовой линии" в тех регионах, где геосинклинальные вулканиты на границе с океаном представлены базальтами. Интересно отметить, что при изучении геологических разрезов аналогичные попытки установить природу эффузивов с помощью содержания кремнезема как единственного критерия формационной принадлежности, насколько нам известно, никем не предпринимались.

Разнообразие вулканических продуктов океанов и складчатых областей по составу, формационной и сериальной принадлежности определяет возможность нахождения в "контактирующей" зоне любых по кремнекислотности пород. Исходя из этого, "андезитовую линию" следует понимать не как границу между областями распространения базальтов и андезитов, а как линию между структурами со специфическими сообществами продуктов вулканизма и соответственно определять ее не по содержанию  $\text{SiO}_2$ , а по комплексу химических признаков, обеспечивающих максимальное различие ассоциаций, независимо от кремнекислотности составляющих их пород.

Кремнезема в качестве критериев разграничения ассоциаций использовались и другие породообразующие окислы [1]. Большинство из них не имеет универсального значения, так как предназначены для классификации определенного типа пород. Так, с помощью окиси К четко разграничиваются абиссальные толеиты, однако этот критерий не эффективен при сравнении толеитов океанических островов и базальтов одиночных островных дуг, выдвинутых в океан. Классификационное значение содержания  $\text{Ti}$  в качестве дискриминантной функции значительно ослаблено в связи с обнаружением в последние годы низкотитанистых эффузивов в океанах и высокотитанистых базальтов в окраинных поясах. Высокое содержание глинозема, отличающее, как считалось ранее, породы островных и вулкани-

ческих дуг, характерно также, соответственно последним океанологическим исследованиям, для составов плагиотолеитов срединно-океанических хребтов и дна океанов.

Учитывая дискриминационную способность каждого отдельно взятого окисла для разграничения определенного типа пород океанов и складчатых зон, нами была предпринята попытка подбора такого их соотношения, которое бы обеспечивало разделение ассоциаций в целом. Такой цели удовлетворяют параметры  $k$  и  $t$ , где

$$k = \frac{K_2O}{K_2O + Na_2O} \cdot 100\%, \quad t = \frac{Al_2O_3 - K_2O - Na_2O}{TiO_2}$$

(все окислы в молекулярных количествах). Первый из них отражает роль  $K$  в составе щелочей и обеспечивает разграничение толеитов океана от близких к ним по составу базальтов островных дуг. Второй параметр определяет отношение молекулярных количеств нормативного анортита и ильменита и способствует отделению высокоглиноземистых низкотитанистых пород обрамления океана от умеренноглиноземистых океанических эффузивов.

Ранее нами было показано, что проекции составов толеит-щелочнобазальтовых пород океанов и эффузивов островных дуг на их периферии на диаграмму  $k-t$  образуют две дискретные совокупности, разделенные областью минимального статистического перекрытия [7]. Графические результаты этого исследования по соотношению составов продуктов вулканизма Тихого, Индийского и Атлантического океанов, а также семи островных дуг представлены на рис. 1-3 в виде диаграмм плотностей проектируемых точек и средних составов отдельных разновидностей пород. Составы вулканитов собственно геосинклинальной (Курило-Камчатская дуга, Сахалин) и орогенной стадий также проектируются в поле островодужных пород, свидетельствуя об общей принадлежности всех их к известково-щелочной ассоциации. В качестве представителей орогенной стадии были рассмотрены эффузивы окраинно-материковых и внутриматериковых вулканических поясов: Охотско-Чукотского, Сихотэ-Алиньского, Приамурского, Североамериканского и Андийского. Эмпирическая линия, проведенная по зоне минимального перекрытия составов на графике, является границей предельных вариаций вулканических ассоциаций океанов и складчатых зон и представляет собой петрохимический эквивалент "андезитовой линии".

Верхняя часть линии раздела на графике обеспечивает разграничение любых по кремнекислотности пород с повышенной относительной ролью  $K$  среди щелочей. Центральная ее область разделяет толеиты океанических островов и асейсмических хребтов Гавайского типа от умеренно щелочных базальтов и андезитов складчатых областей. Нижняя ветвь кривой является границей между низкокалиевыми породами окраинных поясов и одиночных островных дуг, с одной стороны, и высокоглиноземистыми толеитами ложа и срединных хребтов океанов — с другой.

Аналитическая форма линии раздела в координатах графика может быть представлена уравнением параболы

$$t = k / (0,3k - 1)$$

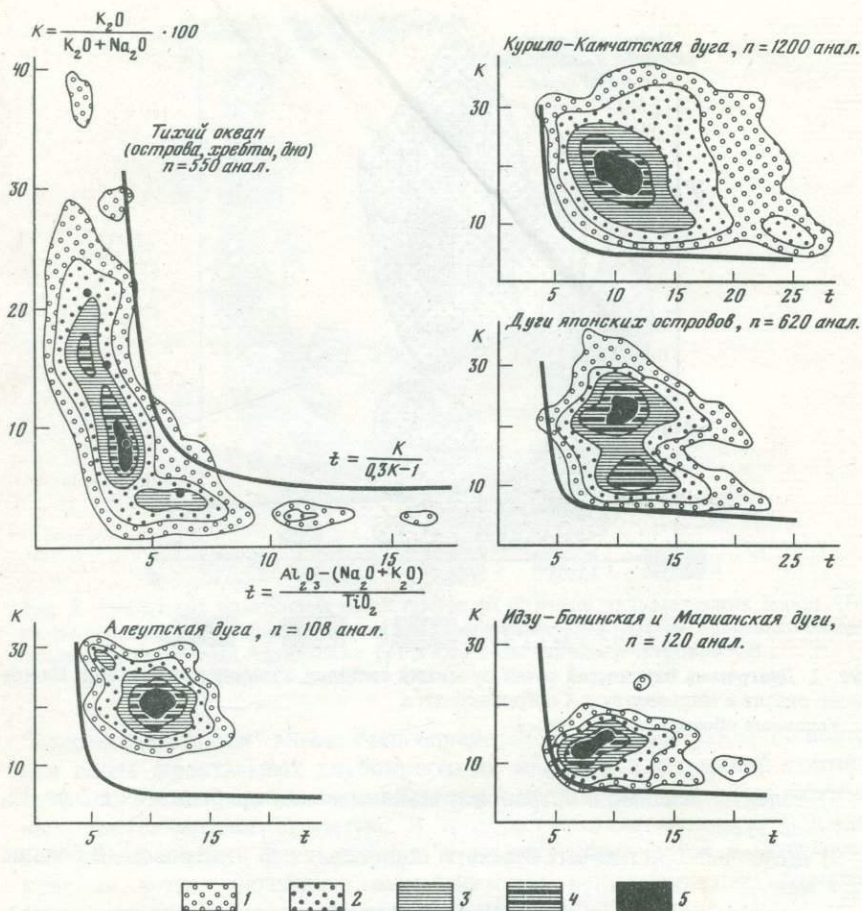


Рис. 1. Диаграмма плотностей точек проекций составов вулканических пород Тихого океана и Восточно-Азиатских островных дуг (%)

1 - 1-2,5; 2 - 2,5-5; 3 - 5-7,5; 4 - 7,5-10; 5 - > 10

при  $k$  большем, чем 3,4. Отсюда дискриминантное уравнение для разграничения ассоциаций имеет вид

$$D = 0,3k \cdot t - k - t.$$

Его положительное значение свидетельствует о принадлежности анализируемого состава к известково-щелочной ассоциации складчатых областей, отрицательное — к толеит-щелочнобазальтовой ассоциации океанов.

По значениям параметров дискриминантного уравнения для вулканических пород океанов может быть проведено более дробное подразделение в зависимости от их тектонического положения:

1) толеиты дна и срединных хребтов ( $k$  меньше 7,  $t$  больше 5);

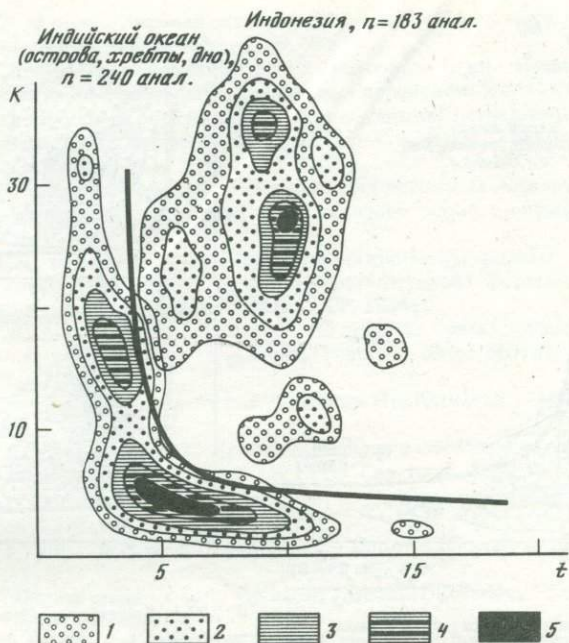


Рис. 2. Диаграмма плотностей точек проекций составов вулканических пород Индийского океана и Индонезийской островной дуги

Условные обозначения см. рис. 1

2) толеиты оснований островов и асейсмических хребтов ( $k$  от 7 до 12,  $t$  от 5 до 3);

3) щелочные оливиновые базальты подводных гор и островов ( $k$  больше 12,  $t$  меньше 3).

Классификация пород известково-щелочной ассоциации на более высоких формационных уровнях в зависимости от их тектонической принадлежности требует применения других критериев и в настоящее время успешно разрабатывается многими исследователями [1, 9, 5].

Разделение вулканических ассоциаций с помощью петрохимических критериев имеет важное тектоническое и петрологическое значение. В тектоническом отношении "андезитовая линия" отвечает границе крупнейших современных структурных комплексов: океанов и переходных к континентам зон, включающих вулканические пояса и системы островных дуг, каждый из которых характеризуется определенным типом строения земной коры и тектоно-магматическим режимом развития. В петрологии граница между областями распространения ассоциаций является индикатором изменения условий образования магм и состава магмогенерирующих субстратов. Наблюдаемая в глобальном масштабе специфика вулканических пород, разделенных "андезитовой линией", с большой вероятностью указывает на роль коры в формировании магматических расплавов складчатых областей и на мантийное питание вулканов океанов.

В зависимости от целей исследований пространственное положение

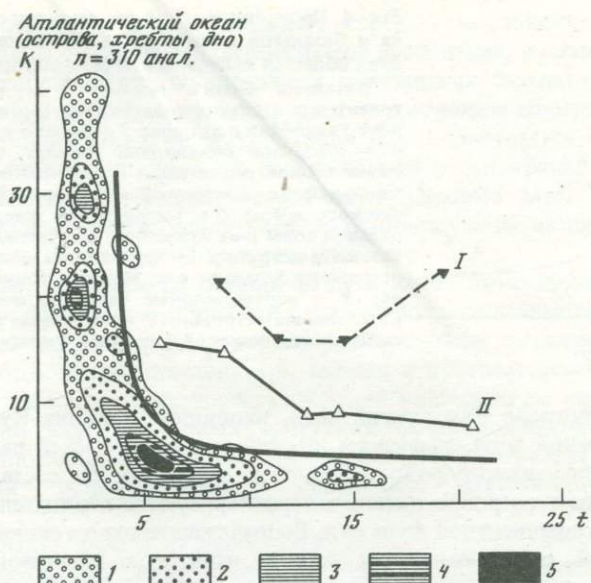


Рис. 3. Диаграмма плотностей точек проекций составов вулканических пород Атлантического океана и средних анализов эффузивов ряда базальт-андезито-базальт-андезит-дацит Малых Антильских (I) и Южно-Сандвичевых островов (2)  
Условные обозначения см. рис. 1

"андезитовой линии" может быть определено двояким образом. Ее положение вдоль фронтальных глубоководных желобов и оснований континентальных склонов отражает тектонический подход как к границе современных тектонических структур. В петрологическом отношении граница ассоциаций должна быть сдвинута в сторону континентов и включать их краевые части, сложенные океаническими вулканическими породами, т.е. соответствовать палеограницам океанов.

В историческом аспекте "андезитовая линия" играет роль важного репера при анализе развития структур. Исходя из актуалистических позиций, можно предположить, что наличие в разрезах древних складчатых областей пород, относящихся к океанической ассоциации, является свидетельством палеотектонических и палеовулканических условий их формирования, близких к современным океаническим. В этом случае "андезитовая линия" будет являться своеобразным хронологическим рубежом, разделяющим океаническую и собственно геосинклинальную или островодужную стадии развития бывших геосинклинальных областей, т.е. служить важной вехой в процессе вещественного преобразования земной коры.

Во многих районах кайнозойской складчатости по периферии Тихого океана в геологических разрезах по изменению состава вулканических пород можно наметить положение "андезитовой линии" свидетельствующей об изменении тектоно-магматического режима развития. В приведенных ниже примерах геологические данные и химические анализы пород взяты нами из работ М.Ю. Хотина [10], К. Yagi, Т. Bamba, М. Suzuki [16], К. Shiraki [15], G. Hughes, С. Turner [13].

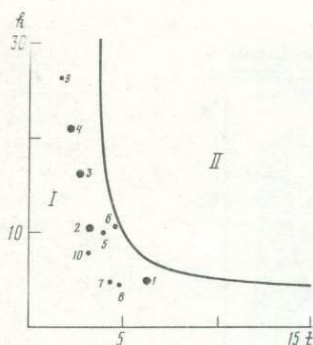


Рис. 4. Проекция средних составов пород Тихого океана и базальтов океанической ассоциации периферических областей кайнозойской складчатости

Базальты Тихого океана: 1 — низкокальциевый толеит дна и срединно-океанического хребта; 2 — толеит Гавайских островов; 3 — базальт океана в целом; 4 — щелочной оливиновый базальт. Составы пород океанической ассоциации: 5 — верхнемеловой эффузивно-туфово-кремнистой ассоциации формации Камчатского мыса; 6 — мезозойских шаровых лав центральной зоны о-ва Хоккайдо; 7 — метаморфизованные базальты дотретичного фундамента о-ва Яп; 8 — нижнемеловые базальты о-ва Малаита, Соломоновы острова; 9 — верхнемеловые базальты о-ва М. Малаита, Соломоновы острова; 10 — эффузивы верхнемезозойской францисканской формации Калифорнии

На полуострове Камчатский Мыс, входящем в состав Курило-Камчатской островной дуги, эффузивы нижней и средней частей разреза верхнемеловой эффузивно-туфово-кремнистой формации по составу близки к толеитам дна и островов океана и характеризуются отрицательными значениями дискриминантной функции. Вышележащие палеогеновые вулканы столбовской серии относятся уже к известково-щелочной ассоциации складчатых зон. Изменение формационных типов вулканических образований свидетельствует о смене океанической стадии региона на собственно геосинклиналиную. Не исключена возможность, что время изменения тектонического режима приходится на поздний мел, так как верхнемеловые вулканы Центральной и Восточной Камчатки, а также Курильских островов представлены эффузивами геосинклиналиной стадии развития.

Средние составы базальтов океанической ассоциации

Компоненты	1 (94)	2 (181)	3 (47)	4 (272)
SiO <sub>2</sub>	49,61	50,00	46,98	48,70
TiO <sub>2</sub>	1,41	2,50	3,12	2,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,01	14,10	15,27	14,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		3,00	3,77	3,30
FeO	11,49	8,60	8,61	8,20
MnO	0,18	0,16	0,17	0,17
MgO	7,84	8,50	7,65	7,50
CaO	11,32	10,40	9,70	10,40
Na <sub>2</sub> O	2,76	2,13	3,07	2,40
K <sub>2</sub> O	0,22	0,38	1,23	0,70
k	5,0	10,5	20,9	16,1
t	6,3	3,2	2,2	3,1
Д	-1,9	-3,6	-9,1	-4,3

Примечание. 1 — толеит океанического дна [3]; 2 — толеит Гавайских островов [2]; 3 — щелочной оливиновый базальт Тихого океана; 4 — базальт Тихого океана в целом [14]; 5 — базальт верхнемеловой эффузивно-туфово-кремнистой формации п-ва Камчатский Мыс [10]; 6 — мезозойские шаровые лавы о-ва Хоккайдо [16]; 7 —

На о-ве Хоккайдо из группы Японских островов мезозойские шаровые лавы представлены эффузивами океанической ассоциации, состав которых варьирует от толеитов дна до щелочных оливиновых базальтов вершин вулканов. Средний их состав проектируется на диаграмме вблизи толеитов оснований островов. Океаническая природа лав доказывается также исследованиями японских петрологов соотношением концентраций К, Ti и Р [12]. Верхнемеловые и олигоцен-миоценовые шаровые лавы Хоккайдо сложены базальтами геосинклинальной и островодужной стадий, сменяющихся во времени океанический этап развития.

Остров Яп из одноименной островной дуги имеет двухъярусное строение. В строении фундамента принимают участие дотретичные метаморфизованные магматические породы; верхний этаж сложен палеогеновыми и неогеновыми брекчиями, песчаниками, лавами и конгломератами. Химический состав вулканических пород основания указывает на их сходство с абиссальными низкокалиевыми толеитами океанов. Позднеолигоцен-миоценовые отложения содержат лавовые потоки и кластический материал, представленный островодужными андезитами известково-щелочной ассоциации.

На о-ве Малаита, одном из наиболее крупных островов внешней зоны Соломоновой дуги, под комплексом мел-плиоценовых известняков залегает однородная толща "древних" (нижнемеловых?) низкокалиевых базальтов, идентичных толеитам дна и срединных хребтов океанов. На о-ве Малая Малаита в верхнемеловых известняках содержится пачка "молодых" базальтов, отвечающих по составу океаническим щелочным оливиновым базальтам. Разрезы островов по мощности, составу, возрасту и соотношениям слагающих их пород весьма сходны с разрезом океанического дна

5 (12)	6 (10)	7 (10)	8 (11)	9 (5)	10 (6)
48,67	49,36	47,82	48,47	49,54	49,10
1,67	1,62	1,60	1,66	2,75	2,00
14,59	16,14	13,73	13,80	12,69	13,80
6,73	5,03	1,90	5,86	5,50	3,90
4,75	4,87	8,44	6,40	5,02	7,70
0,20	0,16	0,24	0,20	0,37	0,20
6,21	5,21	11,40	6,58	7,51	6,10
10,20	8,61	9,63	10,59	8,25	9,40
3,21	3,61	2,86	2,27	2,84	3,30
0,55	0,63	0,20	0,15	1,50	0,40
10,1	10,3	4,4	4,2	26,2	7,4
4,1	4,6	4,3	4,7	1,8	3,1
-1,8	-0,7	-3,0	-3,0	-13,6	-3,6

метаморфизованный базальт основания о-ва Яп [15]; 8 — нижнемеловые базальты о-ва Малаита, Соломоновы острова [13]; 9 — верхнемеловые базальты о-ва М. Малаита, Соломоновы острова [13]; 10 — базальт францисканской формации Калифорнии [10]. В скобках — число анализов.

по результатам глубоководного бурения на валу Капингамарангми близ Соломоновых островов [13].

На восточном побережье Тихого океана классическим эталоном вулканогенно-осадочных океанических комплексов является верхнемезозойская францисканская формация Калифорнии. Средний состав эффузивов этой формации проектируется на диаграмме вблизи толеитов Гавайских островов; единичные анализы соответствуют щелочным оливиновым базальтам вершинных частей вулканических построек в океанах. В Центральной и Южной Америке аналогами океанических вулканических ассоциаций являются комплекс Никойя, группа Дагуа, комплекс Пиньон и формация Кайо, подстилающие известково-щелочные породы геосинклинальной и орогенной стадий развития [4].

Средние составы базальтов океанической ассоциации из упомянутых районов приведены в таблице. В ней же даны химические анализы различных типов базальтов Тихого океана. На рис. 4 показаны проекции пересчитанных составов на диаграмме  $k-t$  и линия разграничения вулканических ассоциаций.

При анализе распределения пород в разрезах обращает внимание присутствие в верхних частях океанических комплексов единичных потоков эффузивов известково-щелочной ассоциации. Для интерпретации подобного явления необходимы детальные петрологические явления. Не исключена возможность, что наличие пород складчатых областей в разрезе вулканитов океана свидетельствует о постепенной смене условий магмообразования при изменении тектонического режима, что требует для установления "андезитовой линии" во времени статистического подхода. Современным аналогом таких регионов возможно являются хребты Восточно-Меланезийский и Маккуори, представляющие собой океанические поднятия в стадии перехода в островную дугу [11]. Среди океанических по природе продуктов вулканизма этих хребтов в резко подчиненном количестве встречаются островодужные базальты и андезито-базальты, сходные по составу эффузивам одиночных островных дуг.

Таким образом, анализ соотношения главных породообразующих окислов в вулканических породах океанов и складчатых областей позволяет установить критерии для их разграничения как в современном, так и в историческом аспектах. Линия раздела в петрохимическом поле, аппроксимирующая "андезитовую линию", представляет собой границу между толеит-щелочнобазальтовой и известково-щелочной ассоциациями, состоящими из набора разнообразных по кремнекислотности пород с различной формационной и сериальной принадлежностью.

Современное пространственное положение линии вдоль оси желобов и подножия континентальных склонов соответствует тектонической границе океанических и геосинклинальных структур, характеризующихся различной мощностью и типом строения коры. Различие составов собственных им вулканических ассоциаций свидетельствует, очевидно, об изменении условий генерации расплавов и влиянии земной коры на формирование состава магм геосинклинальных областей.

Разграничение ассоциаций во времени и установление положения "андезитовой линии" в геологических разрезах является доказательством изменения тектоно-магматических режимов развития структур.

Наличие в основании складчатых поясов обрамления Тихого океана, т.е. бывших геосинклинальных областей, океанических вулканических пород подтверждает справедливость концепции А.В. Пейве и группы сотрудников ГИН о стадийности геосинклинального процесса в необходимости выделения океанического этапа развития складчатых поясов [6]. Выведенная из уравнения "андезитовой линии" дискриминантная функция, определяющая принадлежность вулканических пород, является количественным критерием для установления природы вулканизма и стадии развития тектонических структур при палеовулканологическом и палеотектоническом анализах.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976, с.
2. Добрецов Н.Л. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов. — Геология и геофизика, 1975, № 2.
3. Канн Дж.Р. Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.
4. Ломидзе М.Г. Крайне-материковые вулканические пояса восточного обрамления Тихого океана. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1979, № 3.
5. Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979, Т. 1, 2.
6. Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.А. и др. Океаны и геосинклинальный процесс. — ДАН СССР, 1971, т. 196, № 3.
7. Пискунов Б.Н. Петрохимическая граница Тихого океана. — ДАН СССР, 1977, т. 236, № 6.
8. Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970. Т. 1.
9. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм. М.: Изд-во МГУ, 1977.
10. Хотин М.Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса. — Труды ВСЕГИ. М.: Наука, 1976, вып. 281.
11. Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973.
12. Grapes R.H. Zow grade alteration of basic rocks in Hokkaido, Japan. — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 2, 1976, N 2.
13. Hughes G.W., Turner C.C. Upraised Pacific Ocean floor, southern Malaita, Solomon Islands. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, N 3.
14. Manson V. Geochemistry of basaltic rocks; major elements. — In: Basalts. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition, 1967, vol. 1.
15. Shiraki K. Metamorphic basement rocks of Yap islands, Western pacific: possible crust beneath an Island Arc. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, vol. 13, N 1.
16. Yagi K., Bamba T., Suzuki M. Pillow lavas in Hokkaido, Japan. — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 2, 1976, N 2.

*Ш.А. Адамия, Г.С. Закариадзе, М.А. Кекелия,  
М.Б. Лордкипанидзе, Т.Г. Чхотуа, И.Д. Шавишвили*

## ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА И ГЕОДИНАМИКА ПАЛЕООСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ КАВКАЗА

### ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Комплексные геолого-геохимические и геофизические исследования последних десяти лет показали, что основные положения тектоники плит хорошо объясняют геодинамику, тектогенез, магматизм и метаморфизм Альпийско-Гималайского складчатого пояса, представляющего собой в настоящее время внутриматериковую структуру.

Анализ представительного материала по геологии Кавказа и соседних территорий Альпийско-Гималайского пояса приводит исследователей к выводу о том, что структуры этого региона представляют собой реликты исчезнувшего океана Тетис и его континентального обрамления [25, 21], при этом палеотетис разделял Кавказские структуры на Евразийскую и Гондванскую окраины начиная уже с палеозоя [24, 30, 4–6].

Глобальные палинспастические реконструкции, основанные на "закрытии" Атлантического океана и совмещении береговых линий Африки-Европы с береговыми линиями Северной и Южной Америки, а также на материалах палеомагнитных исследований [32, 14, 20] вместе с региональными палеомагнитными данными по Кавказу, Ирану, Афганистану и Оману позволили предложить схему взаимного расположения и перемещения отдельных структур Кавказского региона в промежутке времени от конца среднего палеозоя до конца кайнозоя (рис. 1).

Согласно этим реконструкциям, которые подтверждаются данными палеоклиматического и палеобиогеографического районирования, лишь небольшая, южная часть Кавказа (юг Армении и Нахичевань) относится к пассивному краю Гондваны, тогда как вся остальная большая часть Кавказа, расположена к северу от Малокавказского (Севанского) офиолитового шва, маркирующего океанический бассейн Тетис, представляла собой активную южную окраину Восточно-Европейского континента. В пределах активной окраины в палеозое-мезозое развивалась пара островодужных систем: Понтийско-Закавказский на юге и Большекавказская на севере, отделенных друг от друга малым океаническим бассейном — окраинным морем Большого Кавказа, а от северного материка — окраинным морем Предкавказья.

Тектоническая эволюция Кавказского региона за средний палеозой-кайнозой выразилась главным образом в резком сокращении пространства между северной и южной материковыми массами в основном за счет "поглощения" мантией океанической коры Тетиса, сжатия и скупивания пород лабильных участков — окраинных морей и интрадуговых рифтов и в меньшей степени — островных дуг. Геодинамика этого процесса по всей вероятности была обусловлена в основном раскрытием Атлантики и Арктического океанического бассейна (?) и связанного с этим сближением Евразии с Африко-Аравией.

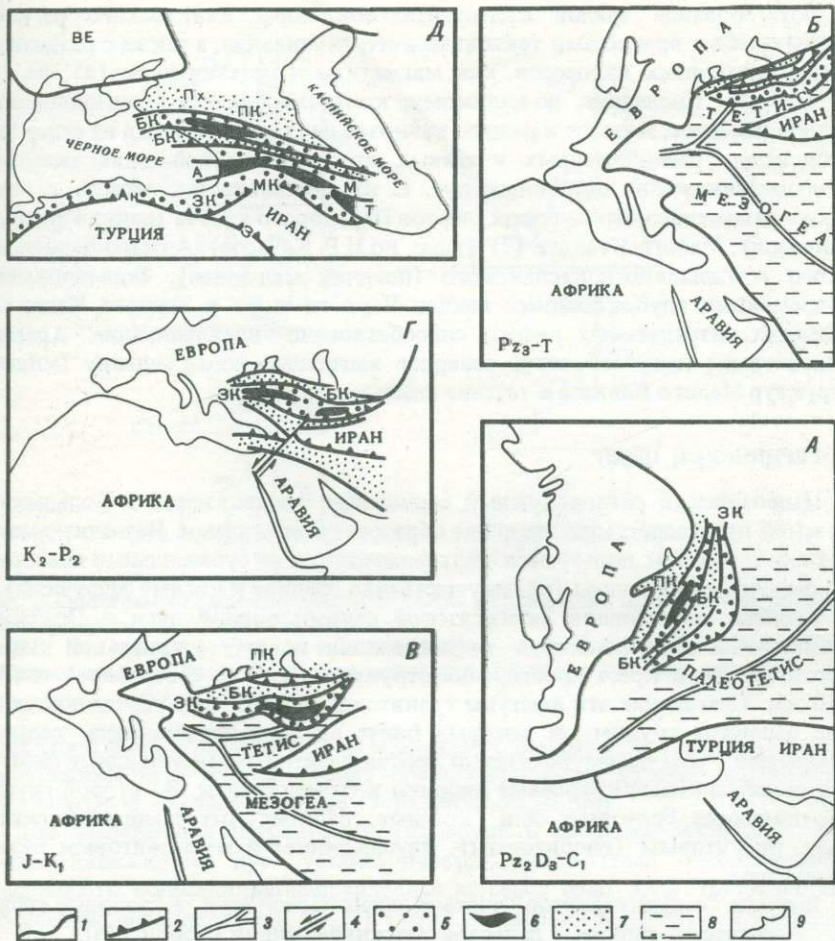


Рис. 1. Схема пространственного расположения основных структурно-морфологических единиц Кавказа и соседних стран для конца среднего палеозоя (А), поздне-го палеозоя-триаса (Б), юры-раннего мела (В), конца кайнозоя (Г), неоген-чет-вертичное (Д)

1 — континентов и окраинных морей (пассивные границы); 2 — поглощения плит (зоны субдукции); 3 — наращивания плит (срединно-океанические хребты); 4 — трансформные; 5 — островные дуги: ЗК — Понтийско-Закавказская (палеозой-мезозой-ранний кайнозой); БК — Большекавказская (палеозой-ранний и средний мезозой); 6 — интрадуговые рифты: А — Аджаро-Черноморский (поздний мел-эоцен); М — Малокавказский (юра); Т — Талыш-Южнокаспийский (поздний мел-эоцен); 7 — окраинные моря: БК — Большекавказское (палеозой-ранний мезозой-ранний кайнозой); ПК — Предкавказское (палеозой-ранний и средний мезозой); 8 — океанические бассейны; 9 — современные очертания континентов и морей; ВЕ — Восточно-Европейский континент (при составлении схемы использованы материалы глобальных реконструкций [20, 31])

Формирование зрелой континентальной коры Кавказского региона связывается с процессами тектонического сгущивания, а также с развитием таких эндогенных процессов, как магматизм и метаморфизм [25, 30, 12, 2, 4, 5, 1]. Последние, по-видимому, контролировались функционированием в палеозое, мезозое и раннем кайнозое двух наклоненных на север зон субдукции, расположенных у южных краев Понтийско-Закавказской и Большекавказской островных дуг. С их деятельностью можно связать также заложение интрадуговых рифтов Передового хребта (ранний-средний палеозой), Малого Кавказа (?) (юра; по И.Р. Кахадзе), Аджаро-Черноморского и Талыш-Южнокаспийского (поздний мел-эоцен). Формированию современных глубоководных впадин Черного моря и Южного Каспия в областях интрадуговых рифтов способствовало "вдавливание" Аравийского клина и дугообразное северное выгибание по меридиану "клина" структур Малого Кавказа в течение позднего кайнозоя.

### ГЕРЦИНСКИЙ ЦИКЛ

Палеозойский островодужный магматизм Закавказской и Большекавказской дуг представлен главным образом гранитоидами. Незначительным распространением пользуются верхнепалеозойские субазральные известково-щелочные вулканы (преимущественно средние и кислые эффузивы).

Выходы гранитоидов Закавказской палеоостровной дуги — Локский, Храмский и Дзирульский — располагаются по субмеридиальной линии, протягиваясь в крест простирания структур с юга на север более чем на 150 км. Слагающие эти выступы гранитоиды по возрасту расчленяются на две основные группы, из которых более древняя представлена "серыми гранитами". Это преимущественно бескальциевые гнейсовидные биотитроговообманковые кварцевые диориты и гранодиориты. Во второй группе объединяются "розовые" или "красные граниты", отвечающие аляскитовым, биотитовым (хлоритовым), двуслюдяным и мусковитовым разновидностям.

Возраст "серых гранитов" ниже-среднепалеозойский, а "розовые граниты" относятся к верхнему палеозою (нижний-средний карбон [26]).

Гранитоиды Большекавказской палеоостровной дуги, приуроченные в основном к двум субширотным тектоническим блокам — Софийскому (Софийско-Чугушскому) и Теберда-Дигорскому, представлены также двумя группами пород. В первую группу входят среднепалеозойские [7] гнейсовидные и массивные кварцевые диориты, плагиограниты и гранодиориты; вторая группа объединяет верхнепалеозойские биотитовые, двуслюдяные, аляскитовые и порфиробластические гранитоиды, развитые преимущественно в Теберда-Дигорском блоке.

Возрастное и петрографическое различия гранитоидов Закавказской и Большекавказской палеоостровных дуг находят свое отражение на различных геохимических диаграммах (при построении приводимых в работе диаграмм использованы химические анализы из многочисленных печатных и рукописных работ). Анализ гистограмм распределения кремнезема (рис. 2) показывает, что гранитоиды образуют две естественные группы: диорит-гранодиоритовую с  $\text{SiO}_2$  54–68% и гранитную с  $\text{SiO}_2$  более 70%. При этом в интервале значений кремнекислотности 68–70% во

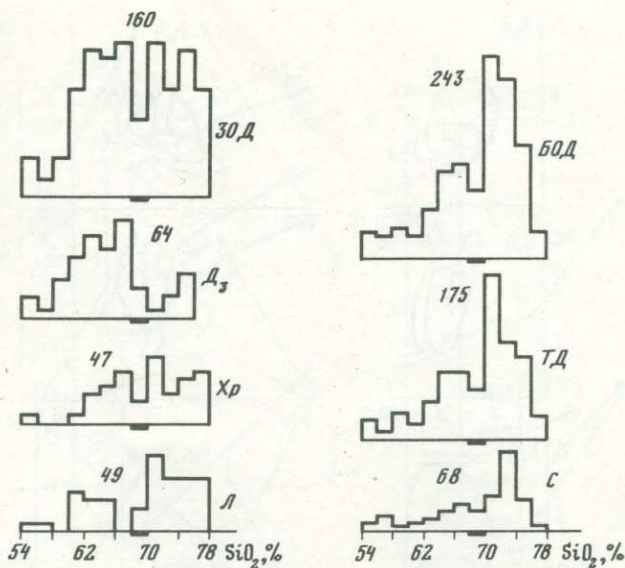


Рис. 2. Гистограммы распределения кремнезема в гранитоидах Закавказской (ЗОД) Большекавказской (БОД) островных дуг

Л – Локский выступ; Хр – Храмовый выступ; Дз – Дзиркульский выступ; ТД – Теберда-Дигорский блок; С – Софийской-Чугушский блок; N – число анализов

всех случаях наблюдается четкий минимум. Следует отметить, что в диорит-гранодиоритовую группу входят преимущественно древние гранитоиды, а в гранитную – более молодые (верхнепалеозойские).

Для выделенных петрохимических групп в пределах Закавказской и Большекавказской дуг устанавливается независимая геохимическая зональность, полярностью направленная на север (рис. 3, 4). Наиболее четко увеличение содержания  $K_2O$ , а также отношения  $K_2O/Na_2O$  и уменьшение содержания  $CaO$  с юга на север устанавливается для серии диорит-гранодиорит; в этом же направлении наблюдается повышение концентрации литофильных элементов. Кроме того, гранитоиды Закавказской островной дуги по содержанию редких элементов в общем близки к гранитоидам мантийного генезиса, а породы группы диорит-гранодиорит крайне южного Локского выступа характеризуются наиболее "примитивным" уровнем содержания этих элементов (табл. 1, см. вкл.).

Таким образом, в пределах каждой палеостровной дуги (Закавказской и Большекавказской) устанавливается, с одной стороны, эволюция гранитоидного магматизма во времени от диорит-гранодиоритовых составов к гранитным, а с другой – четкая северонаправленная латеральная геохимическая зональность в группах пород одинаковой кремнекислотности.

Установленная закономерность аналогична характеру зональности эффузивного и глубинного магматизма современных активных континентальных окраин Тихого океана [40, 42] и, по-видимому, как отмечалось выше, связана с функционированием зон субдукции.

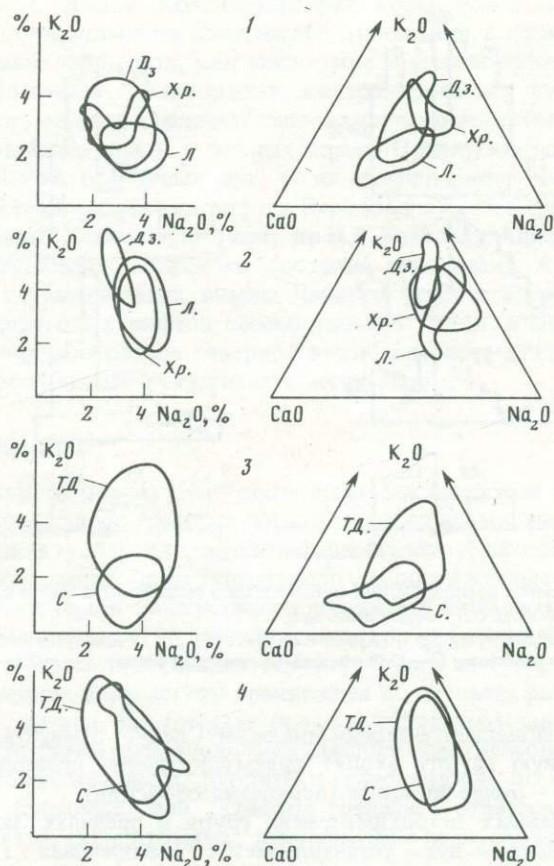


Рис. 3. Диаграммы соотношения  $K_2O-Na_2O$  и  $CaO-K_2O-Na_2O$  для гранитоидов ЗОД и БОД

1 — серия диорит-гранодиорит ЗОД; 2 — группа гранитов ЗОД; 3 — серия диорит-гранодиорит БОД; 4 — группа гранитов БОД. Условные обозначения см. рис. 2

Внутри Большекавказской островной дуги в среднем палеозое формировался рифт Передового хребта. Первые импульсы вулканизма, фиксируемые в нижней песчано-сланцевой толще, представлены редкими покровами основных и кислых эффузивов. К этапу максимальной деструкции фундамента (средний девон) приурочено формирование мощного комплекса основных эффузивов трещинных излияний. В дальнейшем преобладает вулканизм центрального типа и формируется толща пестрого состава с постепенным увеличением кислого и пирокластического материала. Конец среднего девона — поздний девон характеризуется затуханием вулканизма и накоплением туфогенной и флишоидно-терригенной толщ с яшмами и кремнистыми сланцами.

Главной особенностью вулканизма является бимодальность составов (рис. 5, а), которая четко проявлена на начальных этапах активности

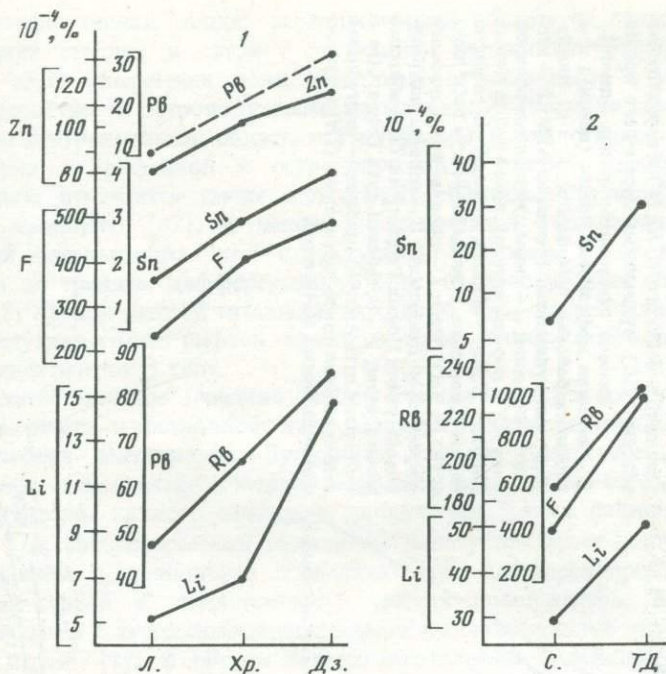


Рис. 4. Диаграммы распределения лития, рубидия, фтора, олова, цинка и свинца (г/т) в гранитоидах ЗОД и БОД

1 – серия диорит-гранодиорит ЗОД; 2 – группа гранитов БОД

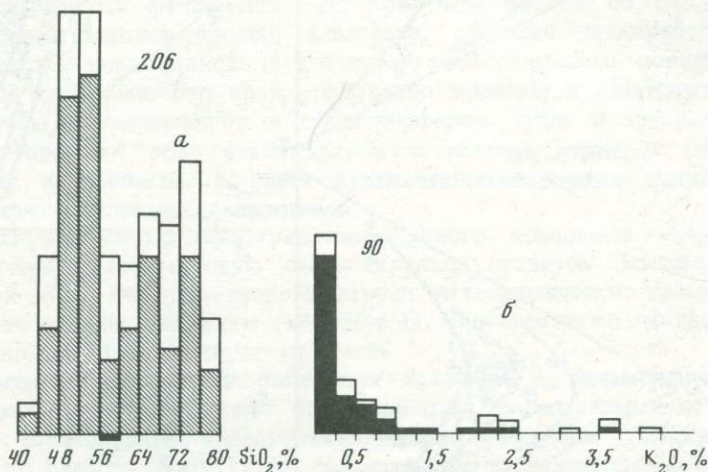


Рис. 5. Гистограммы распределения кремнезема (а) и калия (б) в вулканитах рифта Передового хребта

Заштрихованная и затемненная области – нижняя эффузивная толща; светлая область – верхняя эффузивная толща; N – число анализов

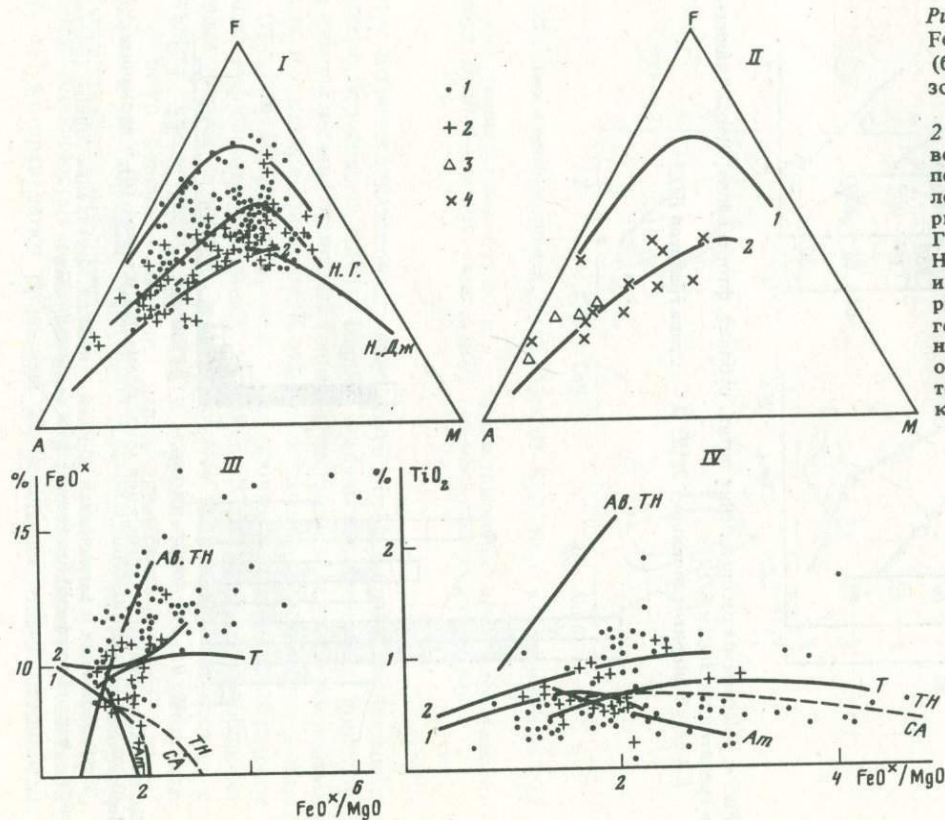


Рис. 6. Вариационные диаграммы AFM,  $FeO^* = FeO^*/MgO$  (все породы) и  $TiO_2 = FeO^*/MgO$  (базиты) девонского (I, III, IV) и верхнепалеозойского (II) вулканизма Передового хребта

1 – нижняя эффузивная толща (девон); 2 – верхняя эффузивная толща (девон); 3 – верхнекарбоновые вулканиты; 4 – нижнепермские вулканиты. Тренды на AFM: 1 – толеитовые серии; 2 – известково-щелочные серии; НГ – породы интрадугового рифта Новых Гебрид; Н.Дж. – породы интрадугового рифта Новой Джорджии. Тренды на  $FeO^* = FeO^*/MgO$  и  $TiO_2 = FeO^*/MgO$ : 1 – породы интрадугового рифта Новой Джорджии; 2 – породы интрадугового рифта Новых Гебрид; Ав.ТН – абиссальные толеиты; Т – островная дуга Тафуа; Ам – островная дуга Амаги; пунктир – разграничительная линия полей толеитовых (ТН) и известково-щелочных (СА) серий

(нижняя эффузивная толща; заштрихованная область на гистограмме). На поздних стадиях в связи с затуханием вулканизма бимодальность исчезает из-за увеличения доли андезитового компонента и устанавливается сходство с островодужным магматизмом (верхняя эффузивная толща; незаштрихованная область на гистограмме). Аналогичная эволюция магматизма от рифтовой к островодужной в связи с прекращением рифтогенеза отмечается также для других рифтовых структур геологического прошлого [37]. В целом двойственность геохимических особенностей базальтоидов этой структуры — близость к океаническим толеитам по трендам дифференциации (рис. 6) и по уровню содержания К (рис. 5, в) при низкой титанистости (рис. 6, 4) — позволяет отнести ее к типу внутридуговых рифтов, развитых на коре субокеанического (или субконтинентального) типа.

В позднем палеозое (средний карбон—ранняя пермь) в пределах интрадугового рифта и островной дуги Большого Кавказа возобновляется вулканическая деятельность. Вулканыты карбона представлены гранитпорфирами, относимыми к жерловой фации и тесно с ними ассоциирующими эффузивами кислого состава — липаритами (редко дацитами) и их туфами [7]. Нижнепермский вулканизм пользуется более широким распространением и представлен последовательно дифференцированной эффузивной серией с преобладанием кислых компонентов. Вулканыты переслаиваются с туфогенно-терригенными красноцветными отложениями нижней перми [7]. В общем верхнепалеозойский вулканизм является мелководно-наземным и характеризуется известково-щелочным трендом дифференциации (рис. 6, 2).

Верхнепалеозойский эффузивный вулканизм кислого состава широко проявлен и в пределах Закавказской островной дуги (Дзирульский и Храмский выступы фундамента). На Храмском выступе он образует кварцпорфир-гранитпорфировый комплекс, который пространственно тесно связан с визе-башкирскими вулканогенно-осадочными породами и розовыми гранитами. Это преимущественно жильные и пластовые тела и эффузивы кварцпорфиров и гранитпорфиров, туфы и туфобрекчии кварцпорфирового, реже альбитофирового состава, углистые сланцы, аргиллиты и силициты. В низах вулканогенно-осадочного комплекса встречаются органогенных известняков.

Петрохимия кварцпорфир-гранитпорфирового комплекса указывает на его тесную генетическую связь с группой гранитов Закавказской островной дуги. Об этом свидетельствуют и геохимические данные по некоторым редким элементам (см. табл. 1). Наиболее четко это проявлено в отношении Li, Rb, Sn и редких земель.

Латеральная зональность отмечается также и в метаморфических комплексах Большекавказской островной дуги. В центральной ее части развиты метаморфиты андалузит-силлиманитового типа (фациальные серии А по Глебовицкому [13]), образованные преимущественно за счет пород салического профиля [18]. В этой же части островной дуги сосредоточены почти полностью рассмотренные выше палеозойские гранитоиды. Что касается южного приокеанического края островной дуги Большого Кавказа, то там развиты главным образом метаморфиты, сформированные по базитовым породам. В настоящее время они обнажа-

ются во фронтальной части Большекавказской островной дуги, в лежащем боку "Главного надвига" и представлены метаофиолитами лабинской и буульгенской серий — фрагментами коры Малого океанического бассейна и, возможно, меланократового фундамента примитивной островной дуги [33, 2].

Метаофиолиты встречаются также севернее фронтальной части Большекавказской островной дуги (зоны Главного и Передового хребтов), где они представлены аллохтонными пластинами речепстинской серии покровов.

Составы амфиболитов лабинской, буульгенской и речепстинской и речепстинской серий по различным геохимическим параметрам близки к слабо метаморфизованным базитам аллохтонной офиолитовой ассоциации Передового хребта Большого Кавказа (рис. 7). По составу исходных пород кристаллические сланцы отвечают грауваккам и пелитам, при этом граувакковые составы преобладают в буульгенской и речепстинской сериях, а пелитовые — в лабинской. Следует отметить, что основная часть кристаллических сланцев буульгенской серии, по данным Г.М. Заридзе и др. [19], а также согласно нашим исследованиям образована в результате гранитизации основных пород.

Петрологическое исследование пород лабинской серии показало, что они метаморфизованы в режиме фациальной серии  $B_2$  (значения температур по различным геотермометрам не превышали  $600-650^\circ C$ ). Тип метаморфизма кианит-силлиманитовый с отклонением в сторону повышенных давлений; в буульгенской серии различается ранний период метаморфизма, отвечающий высокотемпературной ступени фации альмандиновых амфиболитов (фациальная серия  $B_2$ ). Поздние этапы знаменуются переходом к термодинамическим условиям серий  $B$  и  $A_2$ . Таким образом, наблюдается смена барического типа метаморфизма от кианит-силлиманитового к андалузит-силлиманитовому [33].

Тип метаморфизма в Речепстинской серии покровов выражен недостаточно четко, однако особенности составов минералов и анализов их парагенезисов позволяют отнести метаморфиты покровов к кианит-силлиманитовой фациальной серии. Метаморфизм проявлялся при температурах, соответствующих границе эпидот-амфиболитовой и альмандин-амфиболитовой фаций и, возможно, низкотемпературным субфациям фации альмандиновых амфиболитов.

Степень и характер метаморфизма рассматриваемых серий были обусловлены, по-видимому, их позицией относительно Большекавказской палеостровной дуги. Можно предположить связь кианит-силлиманитового типа метаморфизма с конвергентной границей литосферных плит, объясняя характерные для него условия геотермического режима своеобразием малых океанических бассейнов, для которых свойственны высокие тепловые потоки [36]. Особенности преобразования пород буульгенской серии свидетельствуют о том, что метаморфизм их происходил на более глубоких уровнях субдуктирующей плиты, чем в случае лабинской и речепстинской серий.

Процессы последующего выжимания и обдукции уже метаморфизованных толщ в значительной степени осложнили тектонические взаимоотношения между отдельными комплексами метаморфитов, обусловили их интен-

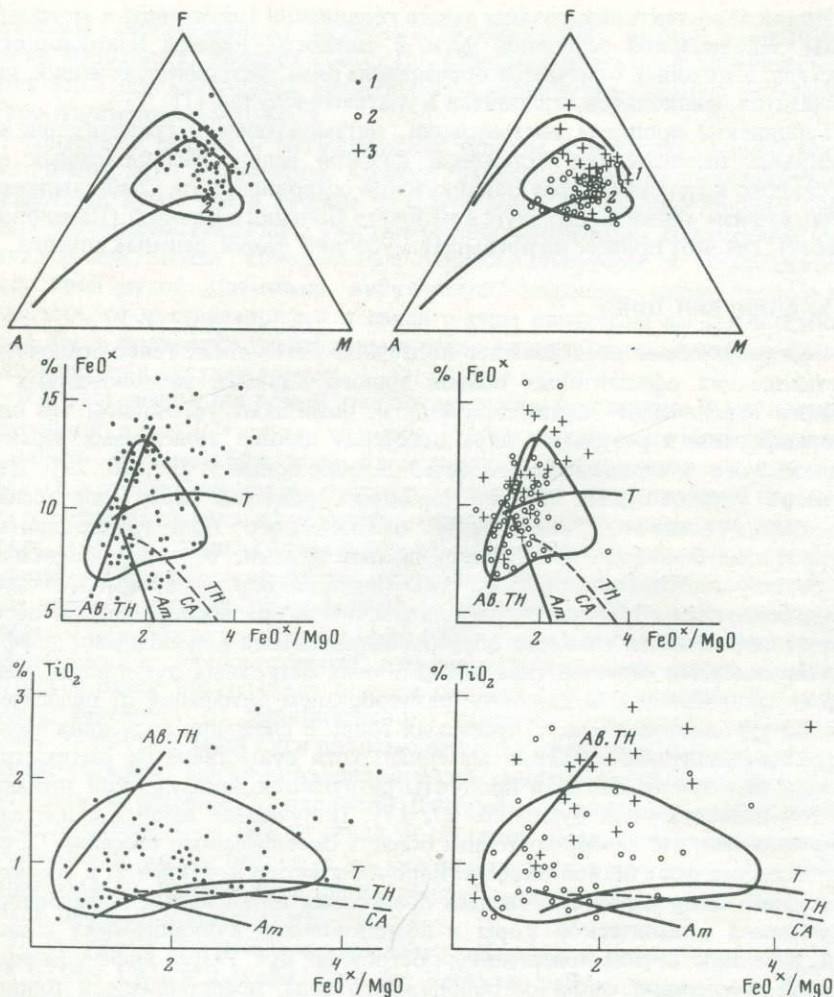


Рис. 7. Вариационные диаграммы AFM,  $FeO^* = FeO^*/MgO$ , и  $TiO_2 = FeO^*/MgO$  базитовых пород метаофиолитов Большого Кавказа

1 – буульгенская серия; 2 – лабинская серия; 3 – речепстинская серия; оконтурено поле вулканитов и комплекса параллельных даек офиолитовой ассоциации Передового хребта (фрагментов коры Кавказского малого океанического бассейна). Обозначения трендов см. рис. 6

сивную тектонизацию – развитие многочисленных пологих срывов и надвигов, в первую очередь на границах комплексов разного состава (например на границе лаба-буульгенской и макерской серий, лаштракской и дамхурцевской свит лабинской серии и др.), бластомилонитизацию и милонитизацию пород, сопровождающиеся явлениями регрессивного метаморфизма. Особенно четко эти процессы проявились в лабинской серии, в которой наблюдается быстрая смена метаморфических фаций на близких расстояниях (в пределах одного барического типа метаморфизма).

Интенсивно тектонизированы также герцинские гранитоиды и метаморфиты Закавказской островной дуги, в частности, породы Дзирульского выступа, в которых отмечается образование ряда тектонических чешуй, кактаклазитов, филлонитов, милонитов и ультрамилонитов [1].

Герцинские процессы тектонизации, метаморфизма и гранитизации не коснулись палеозойских отложений дизской серии, расположенных на пассивном, внутреннем крае Закавказской островной дуги. Слабо выражен метаморфизм также в интрадуговом рифте Большого Кавказа (Передовой хребет), где этот процесс не превышает условий фации зеленых сланцев.

### АЛЬПИЙСКИЙ ЦИКЛ

Систематические исследования последних лет вулканогенно-осадочных составляющих офиолитовых поясов Малого Кавказа, расположенных у южного ограничения Закавказской дуги, позволяют установить, что они сформированы в результате двух основных циклов вулканизма: юрско-неокомского и верхнемелового (альб-нижний коньяк) [21, 28, 29]. Для надежно установленных юрско-неокомских разрезов характерна тесная ассоциация осадочных образований пелагического типа (радиоляриты, микритовые известняки) с подушечными лавами, в целом близкими по составу абиссальным океаническим толеитам. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные образования, расположенные на доальбском офиолитовом основании, сложены главным образом толеитовыми и щелочными дифференцированными сериями типа примитивных островных дуг и подводных гор и характеризуются широким разнообразием литофаций от пелагических до турбидитов и олистостромовых толщ. В сложении последних доминирует офиолитокластический материал, хотя существенным распространением пользуются также и продукты разрушения Закавказской энсиалической палеостровной дуги [28, 27, 17]. Полученные данные свидетельствуют о том, что северо-восточная область океанического бассейна Тетис, прилегающая к активной окраине Евро-Азиатского континента, в среднем и верхнем мелу характеризовалась процессами интенсивных деформаций, скучивания океанической коры и возникновения вулканических поднятий, в частности, типа примитивных островных дуг. Разрез дифференцированной толеитовой серии островодужного типа, представленный толщей (~300 м) мандельштайновых подушечных лав и серией параллельных даек, описан в ущельях рек Чанлы-Чай, Аг-Су, Джамишоль-Янь в районе с. Карайман (Северо-восточная часть побережья оз. Севан). Вулканы представлены плагиоклаз-клинопироксен-порфиrowыми низкокальциевыми базальтами и базальтовыми андезитами, которые ассоциируют с маломощными пачками силицитов, блоками и линзами мраморизированных известняков и карбонатных турбидитов. Серию параллельных даек составляют диабазы, габбро-диабазы, амфиболовые габбро, диориты, кварцевые диориты, дациты. Типичные силикатные анализы этих образований представлены в таблицах (табл. 2 и 3).

Важно подчеркнуть, что широкое развитие дифференцированных вулканических серий (триас — верхний мел) и, в частности, островодужного типа оказывается характерным для офиолитовых комплексов всего восточного Средиземноморья [34, 35, 41]. Это позволяет говорить о системе

незрелых (примитивных) активных океанических окраин в восточной части Мезотетиса, которая совместно с нормальной корой океанического типа была деформирована, раздроблена и надвинута на южную периферию Евро-Азиатского континента.

Триасовые осадки и магматические породы в пределах Закавказской островной дуги неизвестны. Однако палинспастические реконструкции свидетельствуют, что в течение триаса в зонах субдукции должны были быть поглощены обширные участки океанической коры Палеотетиса, расположенные между Центральным Ираном-Эльбурсом и Закавказской островной дугой. Возможно, вулканогенно-осадочные толщи триасового возраста, сформировавшиеся в связи с этим процессом на Закавказской дуге, были полностью уничтожены в течение длительного периода воздымания и эрозии в верхнем триасе.

В лэйасе начинается новый этап погружения и магматизма Закавказской островной дуги. В гетанге-синемюре в мелководно-островных условиях локально формируются кислые риолитовые вулканические толщи (до 200 м), которые характеризуются геохимической специализацией нормального гранитного типа и, возможно, связаны с плавлением сиалического слоя [16]. За первым импульсом магматизма следует период затишья и лишь в байосе вулканическая активность охватывает почти всю островную дугу. В период байос-нижний неоком здесь формируется мощная (4500–1500 м) вулканогенно-осадочная толща, сложенная известково-щелочными и шошонитовыми дифференцированными сериями, среди которых резко преобладают породы средней кремнекислотности. Состав пород варьирует от низкокалиевого известково-щелочного на южной, приокеанической части дуги до шошонитового в северной ее части (рис. 8). Таким образом, юрско-нижненеокомский вулканический пояс обнаруживает четкую северную полярность. Длительность вулканической деятельности сокращается с юга на север. В северной части дуги вулканизм прекращается к концу байоса, а на юге продолжается до нижнего неокома включительно, причем поле вулканической активности, постепенно сокращаясь, сползает к южному краю дуги.

От средней к поздней юре и неокому наблюдается возрастание содержания  $K_2O$  и  $TiO_2$  в породах (рис. 9). Характер распределения вулканизма в пространстве и изменение химизма во времени свидетельствуют о возрастании крутизны падающей на север зоны субдукции к концу вулканического цикла.

На северном краю дуги после существенного перерыва в верхней юре в лагунно-континентальных условиях локально проявляется щелочно-базальтовый вулканизм, продукты которого представлены высокотитанистыми щелочными базальтами и трахитами типа континентальных рифтов (пестроцветная свита Кутаисского района).

Второй крупный цикл вулканизма на Закавказской дуге начинается в апте и продолжается до конца верхнего мела. Аптско-верхнемеловой цикл интересен тем, что во времени он частично совпадает с процессом шарьирования мезозойских офиолитовых комплексов на южный край островной дуги (сеноман-ранний коньяк). Согласно новым данным процесс этот связан со столкновением внутренних поднятий Малокавказского залива Тетиса и Закавказской островной дуги [17].

Таблица 2

Химический состав вулканических пород эффузивнорадиоляритового блока Караиман (ущелье р. Чанли-Чай)

Компонент	1	2	3	4
	М-459-78	М-555-78	М-559-78	М-560-78
SiO <sub>2</sub>	48,10	51,20	59,10	56,90
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,57	1,00	1,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,19	14,60	11,20	14,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,08	4,11	4,02	6,73
FeO	5,71	5,80	4,10	4,85
MnO	0,21	0,10	0,17	0,02
MgO	8,30	6,69	1,75	4,17
CaO	11,00	8,60	7,05	5,36
Na <sub>2</sub> O	2,30	3,00	4,40	5,59
K <sub>2</sub> O	1,00	Сл.	0,25	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,07	0,10	0,17
Влага	1,31	0,55	0,20	0,56
П.п.п.	3,80	4,65	6,68	2,74
Σ	100,1	799,94	100,02	100,01

Примечание. 1 — массивный афировый слабоокварцованный базальт, 2 — афировый мандельштайновый базальт, шаровая лава, 3 — афировый мандельштайновый андезит, шаровая лава, 4 — афировый мандельштайновый андезит-шаровая лава, 5 — плагиоклаз-клинопироксен-порфировый мандельштайновый базальт, шаровая лава, 6 — жильный плагиоклаз-клинопироксен-порфировый диабаз, 7 — плагиоклаз-

Таблица 3

Химический состав дайковой серии вулканического блока Караиман

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
	М-649-78	М-650-78	М-653-78	М-52-78	М-165-78	М-663-78	М-666-78
SiO <sub>2</sub>	49,25	58,69	55,90	53,61	55,80	57,63	51,70
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,67	0,27	1,52	0,75	0,95	1,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,87	14,50	15,80	16,80	13,80	13,26	14,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,39	2,37	3,10	6,13	5,94	3,33	6,28
FeO	5,22	7,10	7,05	4,10	5,16	7,53	8,45
MnO	0,14	0,10	0,25	0,02	0,14	0,18	0,35
MgO	8,27	3,38	5,16	4,70	4,11	4,60	4,11
CaO	9,99	5,30	6,02	3,85	5,40	3,50	7,04
Na <sub>2</sub> O	1,86	4,40	2,80	6,67	4,90	5,20	3,80
K <sub>2</sub> O	1,09	0,50	0,60	0,13	0,25	0,10	0,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,04	0,02	0,14	0,12	0,10	0,13
Влага	0,84	0,15	0,10	0,72	1,65	0,43	0,05
П.п.п.	4,40	2,77	2,80	1,90	1,60	3,03	2,63
Σ	99,85	99,97	99,86	100,20	99,61	99,84	100,49

Примечание. 1-7 — Дайки ущелья р. Чанли-Чай, 1 — клинопироксен-амфиболовое зеленокаменно измененное габбро, 2 — амфиболовый кварцевый диорит, 3 — окварцованный амфиболовый диорит, 4-5 — амфиболовые диабазы, 6 — окварцованный диорит с хлоритизированным темноцветным, 7 — клинопироксен-амфиболовое габбро.

	5	6	7	8	9
	М-561-78	М-564-78	М-565-78	М-566-78	М-570-78
	51, 15	50, 60	54, 06	56, 80	46, 64
	0, 52	0, 90	0, 85	0, 83	1, 25
	15,05	12,73	14,09	15,31	14,94
	6,48	6,10	4,38	5,13	5,81
	3,00	7,12	4,86	4,86	6,57
	0,10	0,24	0,40	0,17	0,25
	3,70	4,00	5,72	4,78	6,28
	10,25	6,22	7,12	5,05	8,02
	4,70	5,60	3,60	1,44	4,06
	Сл.	0,40	0,13	Сл.	0,51
	0,07	0,17	0,06	0,03	0,14
	0,20	0,70	0,12	0,90	0,77
	3,00	4,94	3,89	4,44	4,71
	100,90	100,12	99,97	99,99	99,95

клинопиксен-порфировый мандельштаиновый базальтовый андезит, шаровая лава, 8 — плагиоклаз-клинопиксен-порфировый, мандельштаиновый андезит, шаровая лава, 9 — плагиоклаз-клинопиксен-порфировый мандельштаиновый базальт, шаровая лава.

Наиболее ранние проявления вулканизма (апт-альб) приурочены к центральной части Закавказской дуги и вскрыты бурением (северный борт Аджаро-Триалетии, Кюрдамирское погребенное поднятие). Здесь установлено наличие мощных (до 2500 м) преимущественно базальтовых толщ, которые в пределах Аджаро-Триалетии (Хведурети) сложены низкотитанистыми толеитами островодужного типа [23] (рис. 10), а в Кюрдамире — шошонитами [8]. В конце альба-сеномане вулканическая деятельность охватывает более обширные участки дуги, однако характер ее резко различен в западной и восточной частях последней. В западной части дуги формируется дифференцированная известково-щелочная серия, которая в отличие от юрской, характеризуется повышенной ролью риолитов и базальтоидов (рис. 11). Низкокалийевые известково-щелочные породы практически отсутствуют в этой серии, которая отличается резкой изменчивостью щелочности и трендов дифференциации даже в пределах отдельных небольших прогибов и лишена какой-либо закономерной латеральной зональности. Как и в юре, вулканическая деятельность более продолжительна в южной части дуги. В северной ее части проявления известково-щелочного вулканизма слабые (сеноман). После перерыва здесь в верхнем туроне-сантоне локально формируется высокотитанистая щелочнобазальтовая серия типа континентальных рифтов (свита мтавари [15]) (рис. 12).

В восточной части Закавказской дуги вулканическая деятельность локализована вдоль узкой поперечной к Кавказскому направлению зоны св-юз простираения (Вандам-Кюрдамир-Мартунинский прогиб, Лачин и

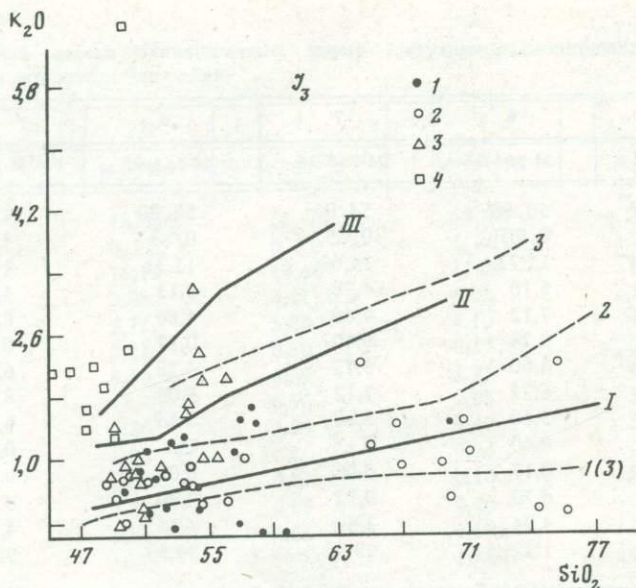


Рис. 8. Диаграмма  $K_2O = SiO_2$  для юрских вулканитов Закавказской островной дуги

Пунктиром обозначены вариационные кривые среднеюрских вулканических пород. 1-3 - южный край дуги: 1(3) - Карабах-Шамлуг и Кафан; 2 - Локский массив; 3 - северный край Закавказской дуги (Дзирульский массив, Окрыба)

На диаграмму нанесены фигуративные точки верхнеюрских пород: 1-3 - южный край: 1 - Карабах-Шамлуг-Алавердский участок; 2 - Кафан; 3 - Локский массив; 4 - северный край дуги - щелочнобазальтовая толща Кутаисского района. Эмпирические граничные кривые: I - толеитовая известково-щелочная серия; II - известково-щелочная шошонитовая серия; III - шошонитовая высококалийная щелочная серия

Кафан) и имеет преимущественно базальтовый характер (см. рис. 11). В южной части островной дуги вулканизм проявляется лишь в сантоне (Мартунинский прогиб) и на самом южном ее краю местами продолжается в кампан-маастрихте (Гочасский синклинорий). В общем продукты его представлены низкотитанистыми щелочными базальтоидами шошонитового типа (рис. 12). Однако с севера на юг содержание  $TiO_2$  отчетливо нарастает и кампан-маастрихтские базальты и базальтовые андезиты Гочасского синклинория попадают на границу рифтовых и островодужных серий.

Следует подчеркнуть, что в восточной части дуги офиолитовые шарьяжи продвинуты наиболее далеко на север за край островной дуги [17]. Следовательно, можно предположить, что здесь проходила зона максимального сжатия, в пределах которой магмы, сформировавшиеся над зоной субдукции, могли достигать поверхности лишь вдоль поперечного разлома с тенденцией к раздвиганию, который возник вкрест оси максимальной компрессии [39].

Из приведенных данных следует, что два мезозойских вулканических цикла Закавказской островной дуги, проявившиеся в различной геодинамической обстановке, существенно отличаются друг от друга. Юрско-ниж-

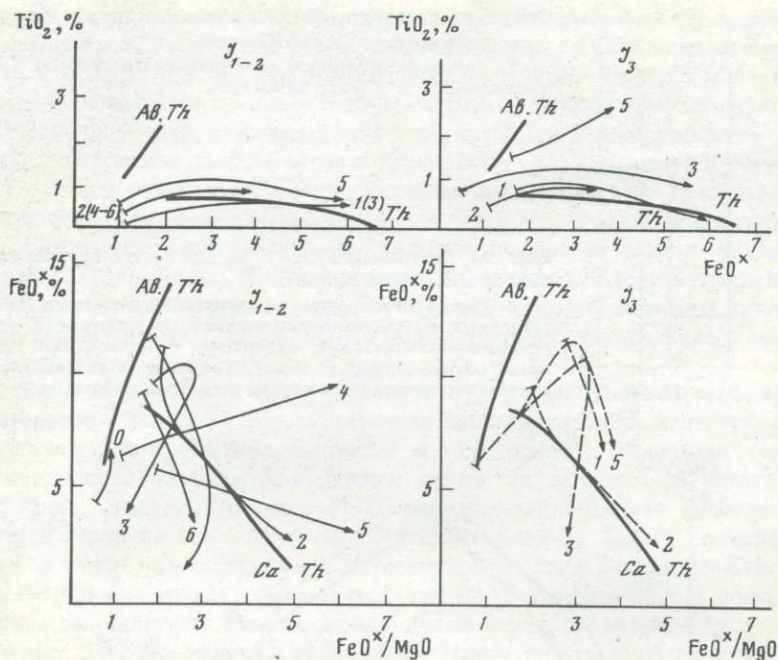


Рис. 9. Диаграммы  $\text{FeO}^* - \text{FeO}^*/\text{MgO}$  и  $\text{TiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$  для юрских вулканических пород Закавказской островной дуги

Ав, Th — вариационная кривая срединно-океанических толеитов; кривая Th/Ca разграничивает поля толеитовых и известково-щелочных серий. Вариационные кривые для юрских вулкаников Закавказской дуги: 1-4 — южный край дуги: 1 — Шамлуг-Карабах; 2 — Локский массив; 3 — Кафан; 4 — Лачин; 5-6 северный край дуги: 5 — Дзирула, Окриба; 6 — Абхазия (верхний байос)

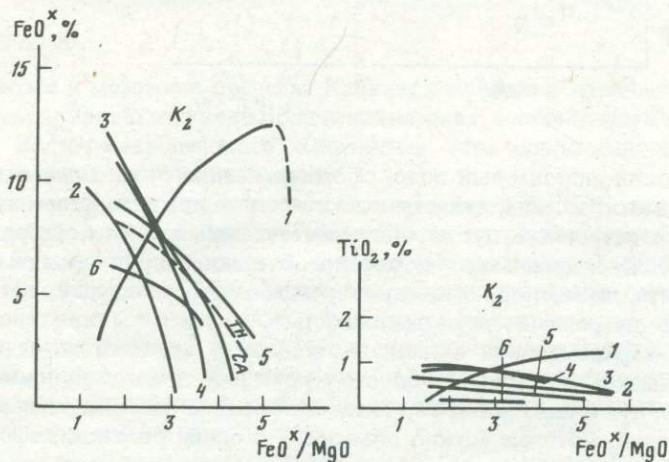


Рис. 10. Диаграмма Миаширо для аптско-верхнемеловых дифференцированных известково-щелочных серий Кавказа

Кривая Th/Ca разделяет поля толеитовых и известково-щелочных пород. Кривые для вулканических пород западной части Закавказской островной дуги: 1-5 — Агджакендский прогиб; 2 — Казахский прогиб; 3 — Иджеван-Берд; 4 — Локский и Храмский массивы; 5 — Аджаро-Триалетия; 6 — Армяно-Нахичеванский блок

Рис. 11. Гистограммы распределения пород различной кремнекислотности серий Кавказа

1 — поле базальтоидов океанических островов; 2 — восточная часть;  $n$  — число анализов

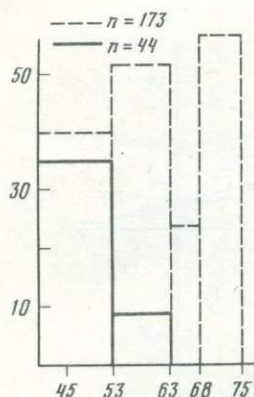
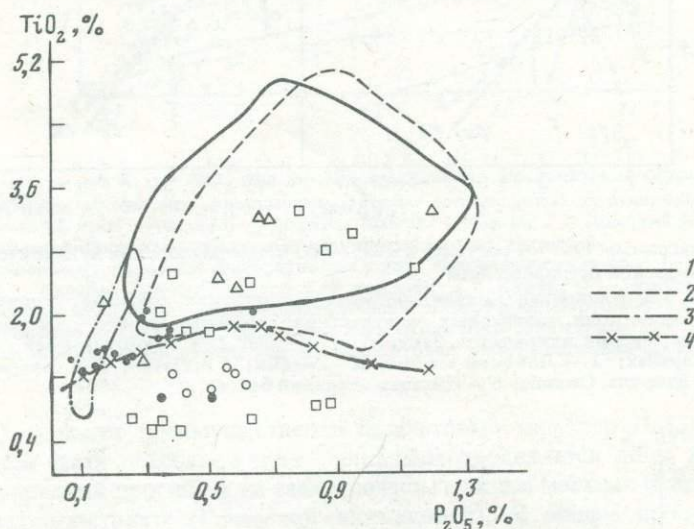


Рис. 12. Диаграмма  $TiO_2 - P_2O_5$  для аптско-верхнемеловых базальтовых серий Кавказа

1 — поле базальтоидов океанических островов; 2 — поле щелочных базальтов континентальных рифтов; 3 — поле срединно-океанических толеитов; 4 — верхняя граница поля островодужных серий. Точками показаны составы аптско-верхнемеловых вулканитов Малого Кавказа



ненеокомский андезитовый пояс, сформировавшийся на краю открытого океанического бассейна, является классическим представителем вулканизма зрелых островных дуг и обнаруживает весь комплекс характерных для последнего признаков: четкое преобладание пород средней кремнекислотности, известково-щелочные тренды дифференциации, четкую латеральную петрохимическую зональность.

Аптско-верхнемеловой вулканический цикл, который в значительной мере совпадает во времени со столкновением зрелых и примитивных островных дуг и подводных гор Малокавказского бассейна, обнаруживает ряд аномалий, которые можно объяснить, с одной стороны, деформацией зоны субдукции в этот период, и с другой — возникновением поперечной разлома с тенденцией к растяжению вкост осей максимального сжатия в восточной части дуги. Вместе с тем установлен ряд закономерностей, которые являются общими для двух мезозойских циклов. В частности,

это большая продолжительность вулканической деятельности в южной приокеанической части дуги, возрастание щелочности и титанистости вулкаников к концу цикла, кратковременный импульс высокотитанистого щелочно-базальтового вулканизма, который с перерывом следует за известково-щелочной вулканической деятельностью в северной части островной дуги (пестроцветная свита в верхней юре, свита мтавари в верхнем мелу). Эти же закономерности развития вулканической деятельности установлены для палеогенового вулканического цикла Закавказской дуги, который проявился уже в средиземноморскую стадию развития Кавказа [37]. Очевидно, эти закономерности можно объяснить существенным возрастанием крутизны зоны субдукции к концу каждого цикла и возрастанием глубины магмообразования в условиях понижающего теплового потока.

На Большекавказской островной дуге [10] после позднепермско-раннетриасового "затишья" вулканизм возобновляется в среднем триасе и продолжается до конца лейаса, причем за этот период формируется средне-триас-гетангская известково-щелочная серия на западной и восточной перифериях Скифской плиты [11], синемюр-плинсбахская известково-щелочная серия на Главном хребте Большого Кавказа [32] и известково-щелочная серия плинсбаха-гоара на северном склоне Большого Кавказа [22]. Вулканики триаса-лейаса составляют дифференцированные нормально- и высококальциевые известково-щелочные серии, типичные для зрелых островных дуг. По трендам дифференциации и содержанию щелочей эти серии сопоставимы с сериями позднепалеозойского возраста, хотя последние выделяются более высокими предельными значениями содержания  $K_2O$ . Намечается тенденция повышения содержания  $K_2O$  от триасовых к лейасским вулканикам. К концу лейаса известково-щелочной вулканизм на Большом Кавказе и Скифской плите прекращается и эта территория приключается к Восточно-Европейскому континенту.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В палеозое и мезозое в пределах Кавказа развивалась пара островодужных систем — Закавказская и Большекавказская, составляющая активную окраину Восточноевропейского континента типа современного северо-западного обрамления Тихого океана.

В магматических комплексах палеозоя и мезозоя Закавказской и Большекавказской островных дуг устанавливается петрохимическая и геохимическая полярность, сходная с полярностью магматизма современных окраин Тихого океана. Устанавливается также латеральная метаморфическая зональность в герцинских комплексах Большекавказской островной дуги, заключающаяся в увеличении значений направленного давления при приближении к ее фронтальному приокеаническому краю (смена фациальных серий А центральной части островной дуги фациальной серией Б<sub>2</sub> в ее фронтальной части).

В результате герцинского и альпийского "андезитового" магматизма, метаморфизма и тектонического скупивания пород субокеаническая (субконтинентальная) кора обеих островных дуг превращается в кору континентального типа. При этом устанавливаются существенные различия

герцинского магматизма и метаморфизма от альпийского. В частности, составы альпийских вулканических островодужных комплексов значительно более разнообразны (известково-щелочные, субщелочные и щелочные серии, от базальтов до риолитов), нежели герцинские (известково-щелочные риолиты, дациты и андезиты).

Герцинский региональный метаморфизм при близких составах исходных пород, глубинах залегания и тектонической позиции протекал более интенсивно, чем альпийский. Степень последнего редко превышает условия фации зеленых сланцев, достигая в основном лишь стадии позднего диагенеза (аспидные и филлитоподобные сланцы), что можно объяснить увеличением толщины и ригидности литосферы Кавказа в процессе ее эволюции и, следовательно, меньшей ее проницаемостью, особенно на заключительных этапах альпийского тектогенеза.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абесадзе М.Б., Кекелия М.А., Мгелишвили Т.Н. и др. Доальпийское развитие Кавказской активной континентальной палеоокраины – магматизм и метаморфизм. – В кн.: II семинар по геодинамике Кавказа: Тез. докл. Тбилиси, 1980.
2. Адамия Ш.А., Абесадзе М.Б., Кекелия М.А. и др. Метаморфизованные офиолиты, островодужные комплексы и бластомилониты Главного Кавказского хребта. – ДАН СССР, 1978, т. 241, № 5.
3. Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. Геодинамика Кавказа. Опыт палин-спастических реконструкций. – В кн.: II семинар по геодинамике Кавказа: Тез. докл. Тбилиси, 1980.
4. Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере Альпийской истории Кавказа. – Геотектоника, 1977, № 4.
5. Адамия Ш.А., Шавишвили И.Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап). – Геотектоника, 1979, № 1.
6. Архипов И.В., Белов А.А., Моссаковский А.А. и др. Кавказ в позднем палеозо-раннем мезозое на фоне развития Средиземноморско-Центральноазиатского тетиса. – В кн.: II семинар по геодинамике Кавказа: Тез. докл. Тбилиси, 1980.
7. Афанасьев Г.Д., Абдуллаев Р.Н., Азизбеков Ш.А. и др. Закономерности развития магматизма складчатых областей М.: Наука, 1968.
8. Афанасьев Г.Д., Абуллаев Р.Н., Кондаков А.Л. Мезо-кайнозойские формации Талыш-Дагестанской субмеридиальной зоны. – В кн.: Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1977.
9. Балашов Ю.А., Крешенецкий А.А., Швец В.М. Геохимические критерии природы докембрийских амфиболитов. – Геохимия, 1972, № 11.
10. Борсук А.М. Магматические формации как индикаторы тектономагматического развития подвижных областей (на примере мезозоя и кайнозоя Большого Кавказа): Автореф. дис. . . д-ра геол.-минерал. наук. М., 1978.
11. Буриштар М.С., Мышкова Ю.Ф., Швембергер Ю.П. Осадочно-вулканогенный комплекс верхнего триаса – нижней юры Восточного Предкавказья и перспективы его нефтегазоносности. – Литология и полез. ископаемые, 1973, № 6.
12. Гамкрелидзе И.П. Тектоническое развитие Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента средиземноморского пояса. – Геотектоника, 1977, № 3.
13. Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973.
14. Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г. Реконструкция положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978.
15. Гугушвили В.И. Меловой вулканизм Грузинской глыбы. – Тр. ГИН АН ГССР. Н. С., 1968, вып. 17.
16. Дзоценидзе Г.С. Кислые породы доорогенной стадии геосинклиналей. – В кн.: XV Генеральная ассамблея МГГС МАВХЗ: Тез. докл. М., 1971.

17. *Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Лордкипанидзе М.Б.* Опыт корреляции мезозойского вулканизма офиолитового пояса Малого Кавказа и зон его обрамления: (Геодинам. аспекты). – В кн.: II семинар по геодинамике Кавказа: Тез. докл. Тбилиси, 1980.
18. *Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф.* Метаморфические образования Кавказа. – В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971.
19. *Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф., Джавахишвили Ш.И.* Гранитоиды и кристаллические сланцы Большого Кавказа в пределах Клухорского района. – Тр. Геол. ин-та. Минерал.-петрол. сер., 1958, т. 4.
20. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Вардапетян А.Н.* и др. Кайнозойская тектоника плит и геологическая история среднего отрезка Альпийско-Гималайского пояса. – В кн.: Строение литосферных плит. М., 1979.
21. *Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. – Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 267.
22. *Кондаков Л.А.* Мезозойский магматизм восточной части Лабино-Манканской зоны. М.: Наука, 1974.
23. *Лордкипанидзе М.Б.* Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980.
24. *Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. – Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 268.
25. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. – Геотектоника, 1969, № 4.
26. *Рубинштейн М.М.* Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. – Тр. ГИН АН СССР, Н. С., 1967, вып. 11.
27. *Сатян М.А.* Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН Арм ССР, 1979.
28. *Соколов С.Д.* Олигостромовые толщи и офиолитовые покровы малого Кавказа. – Тр. ГИН АН СССР, 1977, вып. 296.
29. *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977.
30. *Хаин В.Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа; опыт геодинамической интерпретации. – Геотектоника, 1975, № 1.
31. *Храмов А.Н.* Палеомагматизм и проблемы геотектоники. – В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978.
32. *Цветков А.А.* Мезозойский магматизм центральной части Северного Кавказа. М.: Наука, 1977.
33. *Чхотуа Т.Г.* Некоторые особенности эволюции регионального метаморфизма в комплексах Большого Кавказа. – Сообщ. АН СССР, 1977, т. 87, № 1.
34. *Beccaluva L., Piccardo G.B., Serri O.O.* Petrology of northern Apennine ophiolites and comparison with other Tethyan ophiolites. – Ophioliti, 1979, vol. 4, N 1, p. 43.
35. *De Graciansky P. Ch.* Recherches géologiques dans le Taurus Lycien: Theses/L'Université de Paris-Sud Centre d'Orsay, 1972.
36. *Karig D.E.* Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. – J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 11, p. 2542–2561.
37. *Lordkipanidze M.B., Zakariadze G.S., Nadareishvili G.Sh.* The Paleogene volcanism of the Caucasus. – Himalayan Geol., 1977, vol. 7, p. 136–149.
38. *Lordkipanidze M.B., Zakariadze G.S., Popolitov E.I.* Volcanic evolution of the Marginal and interarc basins. – Tectonophysics, 1979, vol. 57, p. 71–83.
39. *Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. – Science, 1975, vol. 189, p. 419–426.
40. *Moore J.G.* The quartz diorite boundary line in the Western United States. – J. Geol., 1959, vol. 67, N 2, p. 198–210.
41. *Parrot J.F.* Assamblage ophiolitique du Baer-Bassit et termes effusifs du volcanisme sédimentaire. – Trav. et doc. HORSTOM, 1977, vol. 72, p. 333.
42. *Taneda S.* Areal rock character in Japan (in Japanese with English abstract). – Kyushu Univ. Fac. Sci. Rep. Geol., 1965, vol. 8, p. 1–40.

*В.К. Гаврилов, Н.А. Соловьева*

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ САХАЛИНА И ЯПОНИИ В ПАЛЕОЗОЕ И МЕЗОЗОЕ (по петрохимическим данным)

Японские острова и остров Сахалин, входящие в состав системы островных дуг Северо-западной части Тихого океана, пережили длительную и сложную геологическую историю с многократными проявлениями процессов магматизма, метаморфизма и дислокаций. Выяснение палеотектонической обстановки на различных этапах геологической истории этих структурных элементов немислимо без изучения продуктов вулканической деятельности.

Существующие гипотезы о геологической природе вулканизма островных дуг дискуссионны. С позиций гипотезы литосферных плит на островных дугах существует два вулканических комплекса. Один из них сложен породами основного состава и входит в состав офиолитовой ассоциации. В первоначальном варианте гипотезы считалось, что формирование офиолитов происходит в пределах океанических плит, и залегание их в структурах островных дуг является вторичным вследствие сближения плит. По мере изучения офиолитов стало выясняться, что их формирование может происходить и в других тектонических условиях, в частности, в так называемых малых океанических бассейнах и краевых морях. Второй вулканический комплекс — собственно островодужный, сложенный породами известково-щелочной серии, образуется в результате процессов, происходящих в зоне взаимодействия литосферных плит.

Сторонники представлений о стадийном развитии земной коры связывают характер вулканизма с развитием самих структур островной дуги; палеоаналоги геантиклинальных поднятий и глубоководных желобов эти исследователи выделяют уже на самых ранних стадиях островных дуг.

С некоторых позиций структурный комплекс островных дуг и свойственный ему вулканизм характерны лишь для новейшего этапа развития Земли.

В последнее десятилетие в результате интенсивного изучения геологии фундамента Японских островов появилось много новых данных о петрохимии вулканических пород. Анализ этого материала (более 600 силикатных химических анализов и свыше 300 анализов рассеянных элементов) был сделан И. Кавабэ, Р. Сугисаки и Т. Танака [21]. В это же время авторы обобщили свои материалы по палеозойско-мезозойским вулканическим комплексам Сахалина [3]. В настоящее время появилась возможность провести сравнительную петрохимическую характеристику этих двух областей, сопоставить их особенности с продуктами вулканизма в современных геодинамических обстановках и рассмотреть возможные тектонические условия формирования вулканических комплексов Японии и Сахалина в палеозое и мезозое.

Палеозойские и мезозойские отложения, в составе которых известны вулканогенные породы, распространены в восточных районах острова. Они подразделяются на вальзинскую, набильскую (с аналогами), рымникскую и котиковскую серии суммарной мощностью до 10 000 м [5].

В составе вальзинской серии объединяются породы метаморфического комплекса: зеленые сланцы, кварциты, зеленокаменные вулканиты и мраморизованные известняки. Метаморфические преобразования этих пород соответствуют фации зеленых сланцев. Отложения метаморфического комплекса распространены в пределах Сусунайского хребта и Восточно-Сахалинских гор (рис. 1). Возраст исходных пород точно не определен, условно они датируются поздним палеозоем, возможно, до триаса.

Образования набильской серии распространены западнее и восточнее полосы выходов пород метаморфического комплекса (в рамках статьи к набильской серии, распространенной в Восточно-Сахалинских горах, отнесены также орлинская свита п-ова Шмидта, далдаганская серия Таулан-Армуданской гряды, островская и новиковская свиты Тонинно-Анивского полуострова). Набильская серия сложена терригенными, вулканогенными, кремнистыми и карбонатными породами, для части которых устанавливаются достаточно глубоководные условия формирования. Вулканогенные образования представлены преимущественно базальтами, реже встречаются литокластические туфы основного состава, диабазы, кератофиры. Возраст пород набильской серии и ее аналогов относится к интервалу времени от позднего палеозоя до раннего мела [1].

Фаунистически охарактеризованные отложения рымникской и котиковской свит датируются поздним мелом (коњьяк-дат) [5]. В верхнемеловом разрезе преобладают терригенные, кремнистые и карбонатные породы, широко развиты вулканомиктовые песчаники и грубообломочные разности (брекчии, конгломераты). Кроме базальтов и андезитобазальтов, большую роль в разрезе играют кислые дифференциаты. Верхнемеловые вулканические образования В.М. Гранник [6] подразделяет на три комплекса: рактинский (сантон), березовский (кампадат) и учирский (кампан).

Вплоть до последнего времени большая часть докайнозойских вулканических пород Сахалина относилась к спилито-диабазовой формации [5]. Продукты вулканической деятельности позднего мела выделялись в качестве андезитовой формации [13].

Предпринятое нами специальное изучение доверхнемеловых отложений острова привело к обнаружению среди них низкокальциевых толеитовых базальтов, натровых толеитов и щелочно-базальтоидных пород [3]. Анализ химического и минералогического состава докайнозойских эффузивов показал, что все три типа базальтов слагают вулканические комплексы вальзинской, набильской и рымникской серий. Вулканический комплекс котиковской серии представлен породами известково-щелочного состава.

*Низкокальциевые толеиты* широко распространены среди metabазальтов вальзинской серии в Сусунайском хребте и в Восточно-Сахалинских

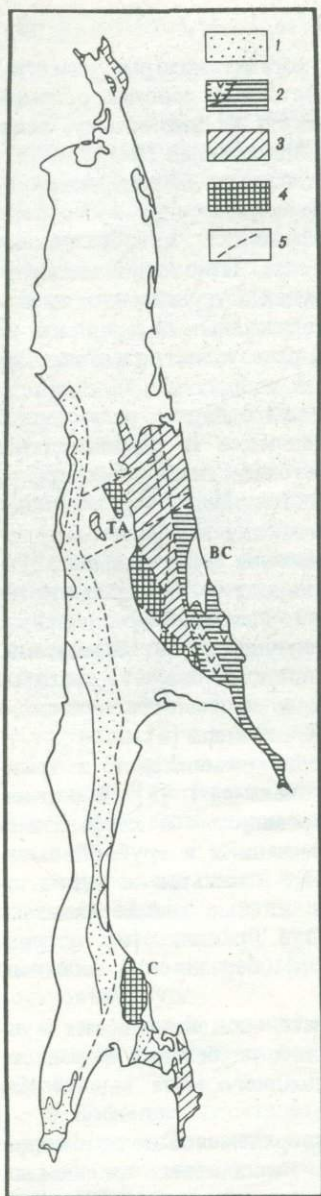


Рис. 1. Схема геологического строения о-ва Сахалина

1 — верхнемеловые отложения Западно-Сахалинских гор и Тонино-Анивского полуострова; 2 — верхнемеловые отложения Восточно-Сахалинских гор и полуострова Шмидта; знаком V выражены породы учирского комплекса; 3 — набильская серия и ее аналоги; 4 — вальзинская серия; 5 — разломы; T-A — Таулан-Армуданская гряда; B-C — Восточно-Сахалинские горы; C — Сусунайский хребет

горах, а также слагают ряд крупных массивов в пределах Краснотымовского хребта (район горы Белой) среди пород набильской серии. Выходы этих пород, как правило, изолированы, но иногда они встречаются вместе со щелочно-базальтоидными эффузивами. Базальты недифференцированы, для них характерны афировые, реже порфировые структуры, нередко вариолитовые и гиалопилитовые разности. Порфировые вкрапленники представлены обычно кальциевым плагиоклазом ( $An_{70-80}$ ), реже моноклинным пироксеном ( $Ca_{8-9}, Mg_{9-10}, Fe_{2-3}, Al_1Si_{19}$ ). Отличительной особенностью химического состава этих пород является пониженное содержание Ti, P и K. Отношение Na/K в этих породах колеблется от 10 до 30, а Fe/Mg, как правило, превышает 1, но редко достигает 2; содержание окиси кальция составляет 10–12%. Характерны максимально высокие отношения Cu/Ni, Ni/Co (около 3), K/Rb (рис. 2); высокие содержания Sc (до 80 г/т%) и хрома (300 г/т%). Низкокальциевые толеиты вальзинской серии, по-видимому, за счет метаморфизма отличаются несколько повышенным содержанием окиси натрия и пониженным — кремнезема.

Натровые толеитовые базальты (таблица) широко распространены в разрезе набильской серии и слагают значительную часть эффузивов основного состава среди верхнемеловых отложений (березовский и ракитинский комплексы). Для вальзинской серии базальты этого типа не характерны. В пределах набильской серии пород натровые толеиты встречаются вместе с известняками и яшмами, реже наблюдается их связь с литокластическими туфами, вулканомиктовыми песчаниками, аргиллитами и кремнисто-глинистыми породами. Базальты слагают лавовые потоки мощностью до 50 м с характерной шаровой или подушечной от-

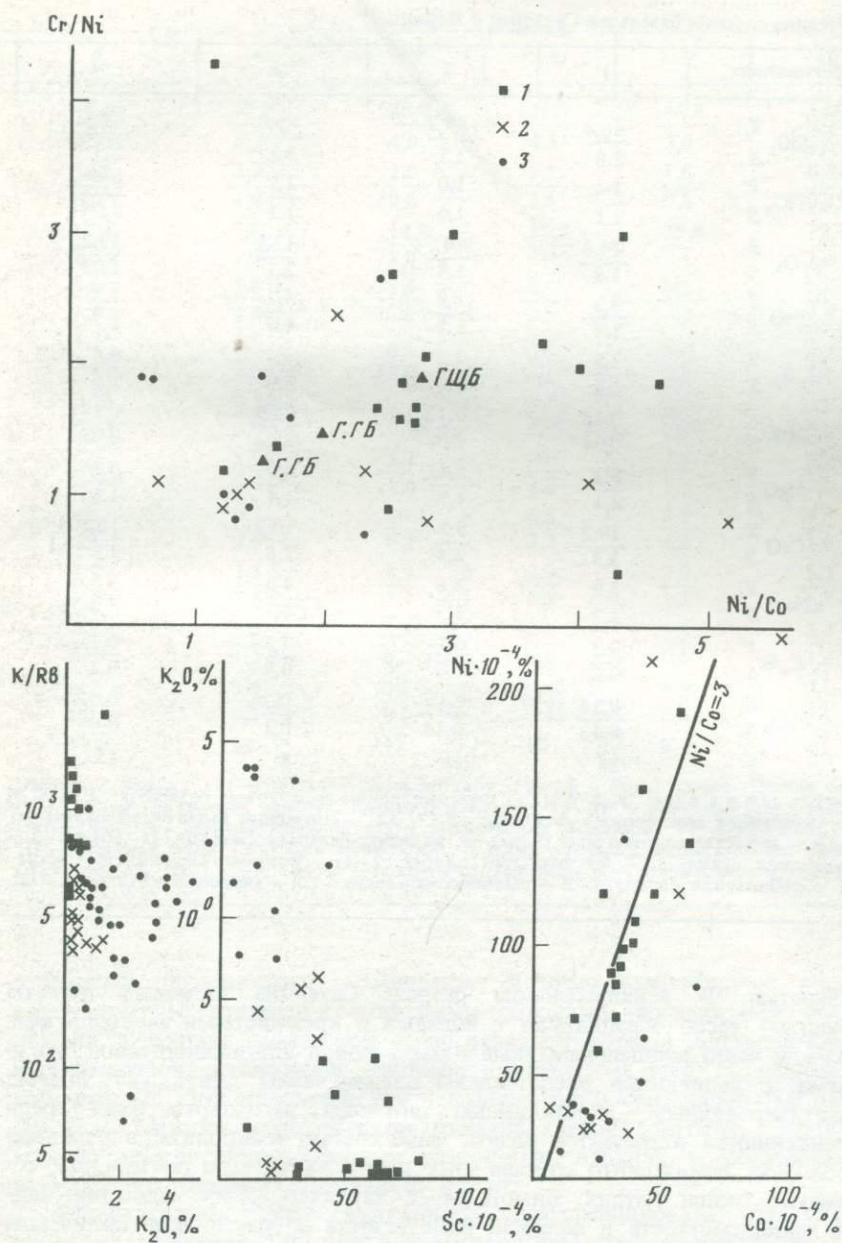


Рис. 2. Содержание малых элементов в базальтах набильской серии

1 - низкокальциевые толеиты; 2 - натровые толеиты; 3 - щелочные базальтоиды

## Средние составы базальтов Сахалина и Японии

Компонент	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub> $\bar{x}$	46,3	49,2	45,0	47,5
S	2,8	3,1	3,2	2,3
TiO <sub>2</sub> $\bar{x}$	1,4	1,0	2,9	0,92
S	1,1	1,0	1,1	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> $\bar{x}$	14,8	14,7	13,9	13,2
S	1,8	1,8	2,1	1,03
FeO $\bar{x}$	8,2	7,8	6,1	7,8
S	1,9	1,2	4,0	1,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> $\bar{x}$	2,9	2,2	4,7	4,4
S	1,4	1,0	3,0	1,6
MnO $\bar{x}$	0,15	0,13	0,09	0,13
S	0,04	0,07	0,02	0,04
MgO $\bar{x}$	8,1	6,65	4,0	6,8
S	2,1	1,7	1,4	1,6
CaO $\bar{x}$	10,2	9,7	10,7	12,2
S	3,3	2,4	2,6	2,8
Na <sub>2</sub> O $\bar{x}$	3,0	3,6	4,0	3,1
S	1,2	1,3	0,7	0,8
K <sub>2</sub> O $\bar{x}$	0,3	0,25	1,5	0,21
S	0,2	0,2	0,7	0,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> $\bar{x}$	0,14	0,16	0,34	0,06
S	0,13	0,14	0,1	0,04
n	24	16	8	23

Примечание. 1, 2, 4, 11 — низкокальциевые толеитовые базальты; 3, 6, 8, 9, 13 — щелочные оливиновые базальты; 5, 7, 12 — натровые толеитовые базальты; 10, 14 — известково-щелочные базальты, андезитов-базальты. Сахалин (1-10): 1-3 — вальзинская серия, 1 — Сусунайский хребет, 2-3 — Восточно-Сахалинские горы; 4-6 — набильская серия; 7-9 — рымникская серия; 10 — учирский комплекс. Юго-

дельностью. В верхнемеловом разрезе Сахалина натровые толеиты (спилиты) тесно ассоциируют с яшмами и кремнистыми алевролитами. Базальты часто миндалекаменные с порфировой или вариолитовой структурами. Вкрапленники представлены плагиоклазом (An<sub>30-50</sub>), обычно альбитизированным. Моноклинный пироксен авгитового ряда среди вкрапленников встречается редко, чаще слагает микролиты в основной массе. Для химического состава этих пород характерно повышенное содержание окиси натрия, бимодальный характер дифференциации, низкая глиноземистость и высокая железистость пород, низкие количества Sr (30 г/т%), Ni, Co, Sc. Отношение K/Rb в этих породах ниже, чем у низкокальциевых толеитов (см. рис. 2).

Щелочные базальтоиды (породы щелочной оливин-базальтовой формации) наиболее широко распространены в пределах набильской серии. В вальзинской серии они встречаются сравнительно редко. Наряду с натровыми толеитами щелочные базальтоиды обнаружены также среди

5	6	7	8	9	10
<u>52,3</u>	<u>42,8</u>	<u>48,0</u>	<u>48,8</u>	<u>44,9</u>	<u>54,9</u>
2,9	4,3	4,0	4,3	3,6	3,6
<u>1,2</u>	<u>2,3</u>	<u>1,0</u>	<u>1,5</u>	<u>1,6</u>	<u>0,44</u>
0,5	1,0	0,6	1,5	0,8	0,12
<u>14,6</u>	<u>14,0</u>	<u>14,9</u>	<u>15,8</u>	<u>15,0</u>	<u>17,3</u>
2,5	1,96	2,0	2,0	2,1	1,4
<u>5,6</u>	<u>5,8</u>	<u>5,9</u>	<u>6,4</u>	<u>8,5</u>	<u>4,5</u>
1,9	2,8	2,2	2,4	3,4	1,4
<u>4,3</u>	<u>5,5</u>	<u>4,9</u>	<u>5,2</u>	<u>2,8</u>	<u>3,0</u>
1,8	2,5	2,1	2,6	0,9	1,2
<u>0,16</u>	<u>0,17</u>	<u>0,14</u>	<u>0,12</u>	<u>0,16</u>	<u>0,15</u>
0,05	0,08	0,10	0,06	0,08	0,06
<u>4,6</u>	<u>5,95</u>	<u>5,2</u>	<u>4,9</u>	<u>3,6</u>	<u>3,0</u>
2,0	2,3	1,6	2,0	1,3	0,8
<u>6,6</u>	<u>9,7</u>	<u>10,1</u>	<u>5,8</u>	<u>9,7</u>	<u>5,5</u>
2,7	4,0	6,1	2,7	4,8	1,6
<u>4,9</u>	<u>3,3</u>	<u>4,3</u>	<u>3,9</u>	<u>3,9</u>	<u>5,1</u>
1,7	1,4	1,1	1,2	1,1	0,9
<u>0,7</u>	<u>1,5</u>	<u>0,25</u>	<u>2,7</u>	<u>1,9</u>	<u>2,3</u>
0,3	1,3	0,2	1,9	0,6	1,2
<u>0,2</u>	<u>0,4</u>	<u>0,2</u>	<u>0,44</u>	<u>0,6</u>	<u>0,2</u>
0,2	0,3	0,2	0,17	0,4	0,1
129	82	17	10	8	18

Западная Япония (11–13): 11 – зона Микабу, 12–13 – зоны Тамба, Титибу и др.; 14 – Северо-Восточная Япония, Южное Китаками; 15–18 – базальты рифтовых зон [7]; 19–20 – четвертичные базальты Курильских островов: 19 – западная зона, 20 – главная зона [9]. Для пересчетов средних составов использованы работы: [8, 6, 28, 33, 16, 17, 27, 18].  $\bar{x}$  – среднее содержание;  $S$  – стандартное отклонение.

отложений березовского комплекса. Щелочно-базальтоидные породы ассоциируют с глинисто-кремнистыми породами, аргиллитами, известняками. В составе набильской серии основной формой залегания щелочных базальтоидов являются крупные протяженные тела, сложенные лавобрекчиями гиалокластитов или лавовыми потоками мощностью около 20–25 м. Нижняя часть потоков сложена гиалокластитам, средняя – хорошо раскристаллизованными разностями, верхняя – подушечными лавами слабо раскристаллизованных пород.

Щелочно-базальтоидные вулканы дифференцированы от ультраосновных разностей (пикритов и меймечитов) до трахибазальтов, монцитов и нефелиновых сиенитов. Последние слагают субвулканические тела в верхних горизонтах набильской серии. По химическому и минералогическому составу эти породы чрезвычайно разнообразны. Среди них выделяются как меланократовые, так и лейкократовые разности. Структуры пород от афировых и гиалопилитовых до полнокристаллических

Компонент	11	12	13	14
$\bar{x}$ SiO <sub>2</sub> S	46,7 1,3	49,64	45,4 2,3	50,8 1,8
$\bar{x}$ TiO <sub>2</sub> S	1,0 0,6	1,97	1,95 0,6	0,8 0,5
$\bar{x}$ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> S	13,8 3,1	15,36	16,8 1,5	16,1 1,1
$\bar{x}$ FeO S	7,1 2,2	11,51	7,4 2,2	6,3 1,6
$\bar{x}$ Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> S	4,0 3,0	—	3,5 2,1	2,4 0,8
$\bar{x}$ MnO S	0,23 0,15	—	0,24 0,03	0,15 0,05
$\bar{x}$ MgO S	8,4 3,0	6,78	6,7 2,3	6,9 1,9
$\bar{x}$ CaO S	11,4 3,2	7,19	7,8 3,0	9,4 1,6
$\bar{x}$ Na <sub>2</sub> O S	2,5 1,0	3,37	3,5 1,4	2,9 1,1
$\bar{x}$ K <sub>2</sub> O S	0,22 0,18	0,69	1,8 0,7	0,6 0,4
$\bar{x}$ P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> S	0,07 0,02	0,23	0,2 0,1	0,09 0,06
n	16	70	14	12

долеритового и монзонитового типа. Породообразующие минералы представлены моноклинными пироксенами авгитового, титан-авгитового, эгирин-авгитового и салит-авгитового состава, зеленой роговой обманкой, керсутитом, натровыми, кальциевыми и кали-натровыми полевыми шпатами, фельдшпатоидами. Обычны для этих пород сфер, рутил, ильменит, апатит. В некоторых разностях встречаются мелилит, шпинель, гранат.

Отличительной особенностью щелочно-базальтоидных пород является высокое содержание К, Р и Ti при пониженном количестве кремнезема. Отношение Na/K в этих породах колеблется от 0,5 до 4. Резко варьируют содержания Mg, Ca, Fe. По отношению K/Rb щелочно-базальтоидные породы занимают промежуточное положение между натровыми толеитами и низкокальциевыми базальтами. Содержания Sc, Co, Ni в них довольно низкие, а количество Sr резко варьирует в лейкократовых и меланократовых разностях пород.

Базальты, андезито-базальты и андезиты известково-щелочной серии слагают учирский вулканический комплекс в верхнемеловом разрезе острова. По данным Ю.М. Ковтуновича [5], это порфиоровые породы с гялопилитовой, интересктальной или пилотакситовой структурами основной массы. Порфиоровые выделения сложены в основном плагиокла-

15	16	17	18	19	20
46,93	51,74	49,98	49,30	50,88	52,67
				1,05	4,34
2,24	2,15	2,21	1,46	0,99	0,88
				0,29	0,25
15,12	17,35	13,78	15,63	19,40	18,36
				1,08	1,83
7,92	5,30	7,30	8,11	6,00	5,65
				0,78	1,60
4,23	3,50	5,45	2,42	3,39	3,85
				0,50	1,45
—	—	—	—	0,22	0,16
				0,11	0,07
7,89	3,47	6,28	7,89	4,34	4,50
				0,94	1,17
8,69	6,38	8,29	10,67	9,92	9,57
				0,86	1,67
3,24	4,86	2,82	2,74	2,79	2,57
				0,27	0,49
1,52	3,16	1,47	0,34	1,57	0,84
				0,31	0,39
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	8	100

зом (андезин-лабрадор), реже темноцветными минералами. Последние представлены, как правило, моноклинным пироксеном (авгит, диопсид), реже — роговой обманкой. В единичных случаях присутствуют вкрапленники кали-натровых полевых шпатов. От 5 до 30% объема породы слагает ожелезненное вулканическое стекло. Из аксессуарных минералов встречается апатит.

Химический состав этих пород отличается повышенной глиноземистостью, низким содержанием Fe, Mg и Ti и повышенной щелочностью. Использование дискриминантной функции В.А. Кутолина [10] позволяет отнести эти породы к известково-щелочной островодужной серии.

При анализе характера пространственной и временной локализации основных вулканических пород докайнозойского разреза о-ва Сахалин (рис. 3) следует отметить следующее.

Низкокальциевые толеиты встречаются преимущественно в составе вальзинской серии. Щелочные базальтоиды и натровые толеиты приурочены в основном к набильской серии, распространенной по обе стороны (к западу и востоку) от полосы распространения вальзинской серии. Таким образом, зона распространения низкокальциевых толеитов занимает осевое положение по отношению к щелочным базальтам и натровым толеитам. Верхнемеловые базальтовые породы представлены главным

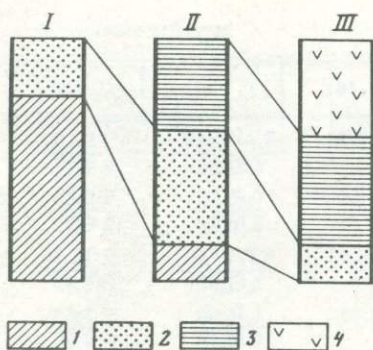


Рис. 3. Схема распространения базальтов различного типа в докайнозойском разрезе Сахалина

1 — низкокальциевые толеиты; 2 — щелочные базальтоиды; 3 — натровые толеиты; 4 — базальты известково-щелочной серии; I — вальзинская серия; II — набильская серия; III — рымникская и котиковская серии

образом натровыми толеитами с подчиненным количеством щелочных базальтоидов. Кроме того, в верхнем меле появляются породы известково-щелочной серии с повышенным содержанием щелочей, приуроченные к юго-восточным районам Восточного Сахалина.

## ЯПОНИЯ

Нижняя часть стратиграфического разреза Японии (формация Китаками) сложена отложениями силура и девона — глинистыми сланцами, песчаниками, известняками, а также лавами и туфами риолитов и кератофиров при незначительном количестве основных эффузивов. Тектоническое положение этих пород неясно. Важно лишь отметить, что отложения этого возраста приурочены к краевым частям складчатого пояса Японии — зонам Хида и Китаками, а также к структурному поясу Куросегава.

Вулканические образования Японии, рассматриваемые в этой работе, входят в состав формации Титибу карбон-триасового возраста. Эти отложения наиболее широко распространены в Юго-Западной Японии, в Северо-Восточной Японии они развиты в горах Китаками (рис. 4).

В Юго-Западной Японии с севера на юг выделяются следующие структурные зоны: Хида, Сангун-Ямагути, Реке, Самбагава-Титибу, Симанто [4, 11]. Между зонами Самбагава и Титибу расположен пояс Микабу. Зоны Самбагава—Титибу относятся к Внешнему поясу, остальные три зоны — к Внутреннему поясу Юго-Западной Японии. Различия в геологическом развитии между обоими поясами наиболее четко определились с позднего мела, когда во Внутреннем поясе в больших масштабах происходило внедрение гранитоидов в наземные вулканические излияния преимущественно кислых эффузивов.

Условно к докаменноугольным отложениям относятся породы формации Мотаи, распространенные в южной части гор Китаками. В некоторых работах [11] предполагается, что в метаморфической зоне Хида и в зоне Куросегава (южная часть Самбагава—Титибу) вскрываются досилурийские породы вплоть до докембрия.

Формация Титибу сложена терригенными, кремнистыми, карбонатными и вулканическими породами преимущественно основного состава.

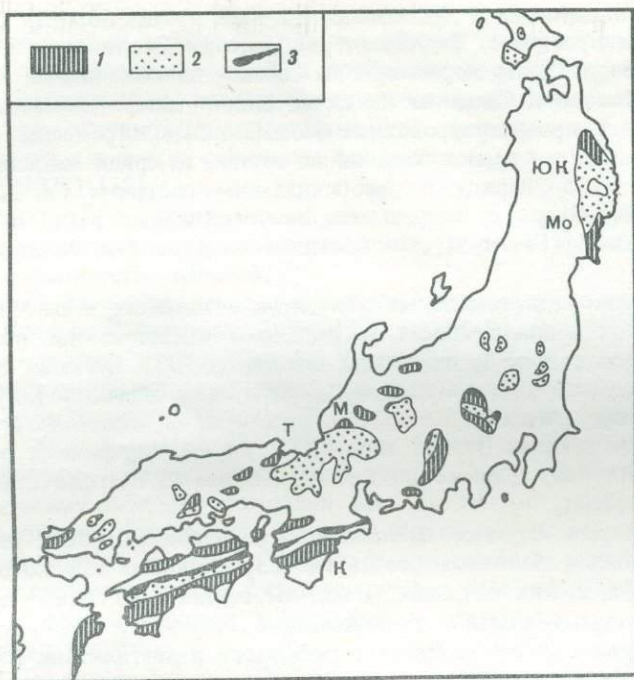


Рис. 4. Схема распространения формации Титибу в Японии [21]

1 — мезозойские отложения; 2 — неметаморфизованные и слабо метаморфизованные отложения палеозоя; 3 — пояс Микабу; Т — Тамба; М — Мино; К — полуостров Кии; ЮК — Южное Китаками; Мо — Мотаи

ва мощностью порядка 10 000 м. В некоторых районах (Мейдзуру, Куроэгава, Микабу) эффузивы входят в состав офиолитовых комплексов.

Анализ опубликованных данных по химическому и минералогическому составу эффузивных пород формации Титибу [16, 17, 31, 18, 27, 28, 26, 33, 34, 21], по содержанию малых и редкоземельных элементов [20], по составу породообразующих минералов, в частности, клинопироксенов [16], позволил нам разделить базальтовые породы формации Титибу на четыре типа: 1) низкокальциевые и 2) натровые толеиты, 3) щелочные базальтоиды и 4) андезитово-базальты известково-щелочной островодужной серии.

Низкокальциевые толеитовые базальты наиболее широко распространены в зоне Микабу в Юго-Западной Японии; в Северо-Восточной Японии они слагают формацию Мотаи. Зона Микабу расположена между метаморфическим комплексом Самбагава и неметаморфизованными породами зоны Титибу. Базальтовые лавы и гиалокластиты ассоциируют здесь с радиоларитами, габброидами и ультраосновными породами [30]. В формации Мотаи среди metabазальтов присутствуют прослои сланцев, песчаников и кремнистых пород [25].

Как и низкокальциевые толеиты Сахалина, базальты зоны Микабу и формации Мотаи характеризуются пониженными содержаниями К, Р и Тi

и повышенными — Ca и Mg. Отношение Na/K в этих породах больше 10, а Fe/Mg не превышает 2. Характерны высокие количества Cr, Ni, Co, низкие — Sr и Rb. По нормативному составу низкокалийевые толеитовые базальты Японии и Сахалина являются оливин-гиперстеновыми. Если на Сахалине все проанализированные моноклинные пироксены из низкокалийевых толеитов имеют постоянный состав, то среди японских базальтов этого типа, наряду с преобладающим составом  $Ca_{8-9}Mg_{8-9}Fe_{2-3}Al_1Si_{19-20}$ , встречаются низкомагниевого различия клинопироксенов  $Ca_8Mg_4Fe_3Al_1Si_{19}$  с большим содержанием салитовой молекулы [16].

Содержание редкоземельных элементов в толеитах зоны Микабу подтверждает их принадлежность к типичным океаническим толеитам; в базальтах зоны Микабу отмечены низкие (0,703) значения  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , что также характерно для абиссальных толеитовых базальтов [32].

*Натровые толеитовые базальты и щелочные базальтоиды* встречаются совместно в районах Тамба, Мино, Тюгоку во Внутреннем поясе Юго-Западной Японии, а также во Внешнем поясе на острове Сикоку и на полуострове Кии.

В некоторых случаях наблюдается последовательность извержений от толеитовых к щелочным базальтам [23], подобная той, которая отмечается на Гавайских островах. Базальты слагают массивные лавы, пиллоу-лавы, пиллоу-брекчии, вулканические брекчии и гиалокластиты. В одних случаях они ассоциируют с рифовыми известняками, в других — перемежаются с глинистыми и кремнистыми породами, радиоляритами, а также с мощными терригенными пачками.

Натровые толеитовые базальты, выделяемые рядом геологов как спилиты, характеризуются высоким содержанием Na. Отношение Na/K составляет от 3 до 5; отношение Fe/Mg часто превышает 2; количество Ti и P в этих породах значительно выше, чем в низкокалийевых толеитах, но ниже, чем в щелочно-базальтоидных породах. Характерно низкое содержание хрома (50 г/т%). Моноклинные пироксены в этих базальтах представлены авгитами. По нормативному составу натровые толеитовые базальты Японии и Сахалина соответствуют кварц-гиперстеновым базальтам.

Щелочно-базальтоидные вулканы Японии, как и эффузивы этого типа в Сахалинском разрезе, характеризуются пониженным содержанием кремнезема и повышенным K, P, Ti. Количество Na в натровых толеитах и щелочных базальтоидах практически одинаково. Характерны высокие значения Rb, Sr и Zr. По содержанию Cr щелочные базальтоиды занимают промежуточное положение между низкокалийевыми и натровыми толеитами. Для описываемых образований характерны большое разнообразие химических и минералогических составов, широкий спектр породобразующих минералов. Выполненные нами пересчеты химических анализов пироксенов, приведенных в работе М. Хасимото [16], показывают значительные колебания их составов ( $Ca_{8-9}Mg_{5-9}Fe_{2-3}Al_{1-4}Ti_{0-3}Si_{16-19}$ ). Среди нормативных минералов щелочных базальтоидов Японии и Сахалина обычно присутствует нефелин.

*Породы известково-щелочной серии* в составе формации Титибу обнаружены в южной части гор Китаками [18, 21]. В этом районе вулкано-

генные породы (базальты, андезиты и дациты) переслаиваются с песчаниками, глинистыми сланцами, конгломератами и известняками [25]. Отмечается общий мелководный и прибрежно-морской характер этого комплекса отложений. С известково-щелочными вулканитами в Южном Китаками ассоциируют комагматичные им гранитоидные интрузивы, причем и в тех и в других отмечается одинаково высокое отношение изотопов Sr (0,7079) [32].

По сравнению с сахалинскими базальтами и андезито-базальтами учирского комплекса известково-щелочные породы Китаками содержат меньшее количество щелочей.

Анализируя распространение вулканитов различного состава в Юго-Западной Японии, Р. Сугисаки и др. [28] отмечают, что низкокальциевые толеиты приурочены к зоне Микабу, а на "флангах", к северу и югу от нее, распространены натровые толеиты совместно со щелочными базальтоидами. Зона распространения низкокальциевых толеитов далее обнаруживается в Южном Китаками (формация Мотаи), где распространены также эффузивы известково-щелочной серии. Следует отметить, что в районе Китаками обе эти формации пространственно разобщены. Возрастное положение комплекса отложений Мотаи еще не выяснено; если додевонский возраст формации Мотаи подтвердится в результате дальнейших исследований, можно будет говорить о том, что в Южном Китаками известково-щелочному вулканизму предшествовали излияния низкокальциевых толеитов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для сопоставления рассматриваемых пород с вулканическими образованиями океанов и островных дуг мы воспользовались диаграммами А. Миясиро [24] и Б.Н. Пискунова [12], на которые вместе со средними составами базальтов Сахалина и Японии нанесены средние значения составов различных типов базальтов рифтовых зон и островных дуг. На диаграмме А. Миясиро (рис. 5) все значения анализируемых образцов проектируются левее кривой  $v-v$ , отмечающей границу измененных пород. Поэтому можно полагать, что влияние метаморфизма незначительно сказывается на химическом составе палеовулканитов, в частности, на относительном содержании  $Na_2O$ . Средние составы низкокальциевых толеитов вальзинской серии Сусунайского хребта (№ 1), Восточно-Сахалинских гор (№ 2), набильской серии (№ 4) и зоны Микабу (№ 11) на этой диаграмме ложатся в поле абиссальных толеитов вместе со средним составом недифференцированного высокожелезистого оливин-гиперстенового толеита с низким содержанием  $K_2O$  (№ 18). Натровые толеиты набильской серии (№ 5), раkitинского и березовского комплексов Сахалина (№ 7) располагаются на этой диаграмме наиболее близко к границе измененных пород, что, по-видимому, связано с их спилитизацией. Аналогичные эффузивы Юго-Западной Японии (№ 12) этими изменениями затронуты в меньшей степени. Щелочные оливиновые базальты Сахалина (№ 3, 6, 8, 9) и Японии (№ 13) вместе со щелочными базальтами рифтовых зон (№ 15, 16) размещаются в нижней части диаграммы в поле базальтов океанических островов.

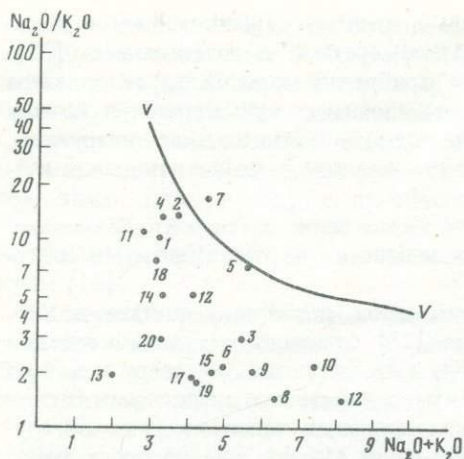


Рис. 5. Диаграмма Миаширо

V-V — граница измененных пород; номера анализов соответствуют номерам таблицы

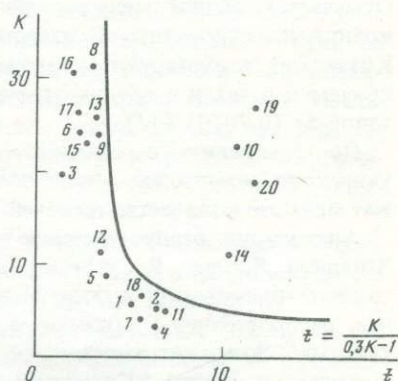


Рис. 6. Диаграмма Пискунова [12]

Номера анализов соответствуют номерам таблицы

Для разделения базальтов океанических и островодужных серий нами использована диаграмма Б.Н. Пискунова (рис. 6). Параметр  $K = 100K_2O/K_2O + Na_2O$  отражает роль К в составе щелочей, а  $t = (Al_2O_3 - Na_2O - K_2O)/TiO_2$  показывает отношение молекулярных количеств нормативного анортита к ильмениту. Как видно на диаграмме, правее кривой  $t = K / (0,3K - 1)$ , аппроксимирующей границу океанов и островных дуг, располагаются средние составы андезитобазальтов учирского комплекса Сахалина (№ 10) и формации Титибу Южного Китаками (№ 14) вместе с четвертичными вулканитами Курильской гряды (№ 19–20). Все остальные образцы попадают в поле океанических базальтов, занимая (соответственно сверху вниз) поля щелочных оливиновых базальтов океанических островов, толеитов гавайского типа и абиссальных толеитовых базальтов океанов. Явно заниженное значение параметра  $k$  в натровых толеитах верхнемелового возраста Сахалина (№ 7), вероятно, вызвано спилитизацией пород.

Приведенные материалы по петрохимическим особенностям вулканических образований докайнозойского разреза Сахалина и формации Титибу (карбон-триас) Японии позволяют выделить среди них четыре типа базальтовых пород и сопоставить их с вулканитами современных геодинамических обстановок.

Низкокалийевые толеиты по геохимическому и минералогическому составу близки к базальтам, обнаруженным в абиссальных районах океанов и на срединно-океанических хребтах. Щелочно-базальтоидные эффузивы по своим показателям аналогичны породам океанических островов и рифтовых зон, как океанических, так и внутриконтинентальных. Породы, аналогичные натровым толеитам, встречаются на океани-

ческих островах. Базальты известково-щелочной серии хорошо сопоставляются с вулканитами современных островных дуг.

В распределении по площади различных типов вулканических образований наблюдается определенная закономерность. Зоны преимущественного распространения низкокальциевых толеитов (вальзинская серия на Сахалине, комплекс Микабу в Юго-Западной Японии) занимают центральное, осевое положение. По обе стороны от этих зон (к северу и югу в Японии, к западу и к востоку на Сахалине) развиты главным образом натровые толеитовые базальты и щелочные базальтоиды. Аналогичная картина распространения различных типов вулканических продуктов наблюдается во внутриконтинентальных рифтах в районах Эфиопии, Аденского залива и Красного моря [15, 14].

Учитывая особенности осадконакопления, палеогеографические реконструкции и характер вулканической деятельности, можно предположить, что возникновение Сахалинской и Японской эвгеосинклиналей было связано с процессами рифтогенеза [28, 2]. Осевые зоны рифтов фиксируются в настоящее время зонами развития низкокальциевых толеитов. На флангах, в пределах расходящихся блоков, изливались натровые толеитовые базальты и щелочные базальтоиды. Сформировавшиеся в результате раздвига континентальной коры бассейны с корой океанического типа следует, по-видимому, относить к категории окраинных (краевых) морей.

В пределах о-ва Сахалин основная масса терригенного материала в доверхнемеловое время сформировалась, по-видимому, в обстановке подножья палеоконтинентального склона. В позднемеловое время в восточной части современной островной суши фиксируются островодужные фации осадков. Вопрос о том, на каком фундаменте возникла островная дуга, — на микроконтиненте или океанической коре, остается неясным. В позднем мелу на Сахалине латерально сосуществовали известково-щелочной вулканизм островодужного типа с океаническим щелочно-базальтоидным и натровым толеитовым.

В Японии результаты детальных литологических исследований привели Р. Сугисаки и его соавторов [28] к выводу о том, что при формировании обломочных толщ формации Титибу происходило интенсивное разрушение докембрийского континентального блока в районе Хида с северной стороны бассейна. В южную часть бассейна обломочный аркозый материал поступал, возможно, с микроконтинента (?), расположенного в зоне Куросегава. Эту зону, развитую в основном на о-ве Сикоку, Т. Кимура [22] протягивает до гор Китаками и называет островной дугой ("островная дуга Куросегава—Офунато"). Однако, если в Южном Китаками, как было показано ранее, развиты вулканиты известково-щелочного типа, то на о-ве Сикоку соответствующие островной дуге вулканические проявления отсутствуют. Вне зависимости от решения этого вопроса можно считать, что в Японии в период формирования отложений формации Титибу вулканическая деятельность одновременно протекала в различных палеотектонических обстановках: островодужной (на поднятии островной дуги или на краю микроконтинента) и в условиях окраинного моря.

Если следовать наиболее распространенным в настоящее время мо-

делям развития этих структур [19 и др.], то геодинамические условия соответствовали, вероятно, сначала растяжению при раздвиге континентальных блоков, а затем преобладающему растяжению и прогибанию в окраинном море. В локальных зонах проявления известково-щелочно-го вулканизма должны были существовать условия сжатия.

Остается неясной природа существенно кислого вулканизма в силуре и девоне. В плане дальнейшего исследования этого вопроса необходимо лишь отметить, что вулканические проявления этого возраста приурочены к краевым частям Японской эвгеосинклинали — к рифтогенной континентальной окраине в районе Хида, а также к блокам микроконтинентов (?) на Сикоку (зона Куросегава) и в Северо-Восточной Японии (зона Китаками).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бродская Н.Г., Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Осадконакопление и вулканизм в позднепалеозойском—раннемезозойском бассейне Сахалина. — Тр. ГИН АН СССР, 1979, вып. 337.
2. Гаврилов В.К. Рифтоподобные комплексы в геологическом разрезе Сахалина. — ДАН СССР, 1977, т. 235, № 2.
3. Гаврилов В.К., Соловьева Н.А., Скворцов В.М. Аналоги океанических базальтов в палеозойско-мезозойских разрезах Сахалина. — В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М., 1980.
4. Геологическое развитие японских островов. М.: Мир, 1968.
5. Геология СССР. Т. XXXIII. Ч. 1. М.: Недра, 1970.
6. Гранник В.М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978.
7. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977.
8. Егоров А.Е., Егорова М.Г., Подзорова Д.И. Петрографическая и петрохимическая характеристика метаморфических пород Сахалина и некоторые вопросы их происхождения. — Тр. СахКНИИ, 1969, вып. 22.
9. Кежежискас В.В. Химизм четвертичных базальтов Курило-Камчатской вулканической провинции. — ДАН СССР, 1970, т. 190, № 6.
10. Кутюлин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. — Тр. ИГиГ, 1972, вып. 189.
11. Мацумото Т., Кимура Т. Юго-Западная Япония. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т. 2.
12. Пискунов Б.Н. Петрохимическая граница Тихого океана. — ДАН СССР, 1977, т. 236, № 6.
13. Шилов В.Н. Вулканизм Сахалина и Курильских островов. Автореф. дис. ... д-ра, Новосибирск, 1975.
14. Gass I.G. Evolution of volcanism in the junction area of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts. — Philos. Trans. Roy. Soc. London. A, 1970, vol. 267.
15. Harris P.G. Basalt type and African rift valley tectonism. — Tectonophysics, 1969, vol. 8, N 4.
16. Hashimoto M. Relic clinopyroxenes of paleozoic greenstones of the Tamba and Mikabu terranes, Southwest Japan. — J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol., 1972, vol. 67, N 10.
17. Hashimoto M., Kashima N., Saito Y. Chemical composition of paleozoic greenstones from the two areas of Southwest Japan. — J. Geol. Soc. Jap., 1970, vol. 76, N 10.
18. Kanisawa S. Basic and intermediate volcanic rocks from the Paleozoic formations in the Southern Kitakami mountainland, Japan. — J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol., 1971, vol. 65, N 6.
19. Karig D.E. Origin and development of marginal basins in the western Pacific. — J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 11.
20. Kawabe I. Transitional metal contents of Paleozoic geosynclinal basalts in Southwest Japan and their geological significance. — J. Geol. Soc. Jap., 1974, vol. 80, N 1.

21. *Kawabe I., Sugisaki R., Tanaka T.* Petrochemistry and tectonic setting of Paleozoic – early Mesozoic geosynclinal volcanics in the Japanese Islands. – *J. Geol. Soc. Jap.*, 1979, vol. 85, N 6.
22. *Kimura T., Yoshida S., Toyohara F.* Paleogeography and earth movements of Japan in the Late Permian to Early Jurassic Sambosan Stage. – *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. II*, 1975, vol. 19, N 2.
23. *Maruyama S.* Chemical natures of the Sawadani complex in Chichibu belt, Eastern Shikoku. – *J. Geol. Soc. Jap.*, 1976, vol. 82, N 3.
24. *Miyashiro A.* Classification, characteristics and origin of ophiolites. – *J. Geol.*, 1975, vol. 83, N 2.
25. *Onuki Y.* Geology of the Kitakami Massif, Northeast Japan. – *Tohoku Univ. Inst. Geol. Paleontol. Contris*, 1969, N 69.
26. *Sawada K.* Geochemistry of geosynclinal greenstones of the Chichibu and Sambagawa belts in central Shikoku. – *J. Geol. Soc. Jap.*, 1973, vol. 79, N 8.
27. *Seki Y.* Sanbagawa metamorphism in the Central Kii peninsula, Japan. – *Jap. J. Geol. and Geogr.*, 1971, vol. XLI, N 2/4.
28. *Sugisaki R., Mizutani S., Hattori H.* et al. Late paleozoic geosynclinal basalt and tectonism in Japanese Island. – *Tectonophysics*, 1972, vol. 14, N 1.
29. *Sugisaki R., Tanaka T.* Magma types of volcanic rocks and crustal history in the Japanese pre – Cenozoic geosynclines. – *Tectonophysics*, 1971, vol. 12, N 5.
30. *Suzuki T., Kashima N., Hada S., Umemura H.* Geosynclinal volcanism of the Mikabu green rocks, in the Okuki area, western Shikoku, Japan. – *Y. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol.*, 1972, vol. 67, N 6.
31. *Tanaka T.* Chemical composition of geosynclinal volcanic rocks from the Paleozoic Chichibu group in Central Japan. – *J. Geol. Soc. Jap.*, 1970, vol. 76, N 7.
32. *Tanaka T., Sugisaki R., Shibata, Kurasawa H.* Strontium isotopes in paleozoic geosynclinal basalt in Japan. – *J. Geol. Soc. Jap.*, 1979, vol. 85, N 7.
33. *Watanabe T.* Metamorphism of the Sambagawa and Chichibu belts in the Oshika district Nagano prefecture, Central Japan. – *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Sec. IV*, 1977, vol. 17, N 4.
34. *Watanabe T., Kawachi Y., Yuasa M.* Relic clinopyroxenes in the Mikabu greenstones, Oshika and Kosetokyo districts, Nagano prefecture, Central Japan. – *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Sec. IV*, 1978, N 4.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>Кравченко С.М., Сотсков Ю.П., Рабинович В.С.</i> Эволюция базальтового магматизма океанов и континентов	5
<i>Голышко И.Н., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б.</i> Вариации состава базальтов в разных геодинамических обстановках рифтогенеза	17
<i>Баскина В.А.</i> Мезо-кайнозойский вулканизм и деструкция континентальной коры в Сихотэ-Алине	38
<i>Соловьева Н.А., Гаврилов В.К., Скворцов В.М.</i> Аналоги океанических базальтов в палеозойско-мезозойских разрезах Сахалина	51
<i>Евланов Ю.Б.</i> Магматические формации дна Японского моря	62
<i>Съедин В.Т., Коновалов Ю.И.</i> Особенности базальтового вулканизма Японского моря	69
<i>Ярмолюк В.В.</i> Эволюция вулканизма в процессе становления континентальной коры в Южной Монголии	82
<i>Ферштатер Г.Б.</i> Гранитоиды в гипербазит-габбровых массивах Урала	94
<i>Ермолаев Н.П., Пегоев А.Н., Соборнов О.П.</i> Радиоактивные элементы – индикаторы корового или мантийного генезиса магматических пород	110
<i>Русинов В.Л.</i> Различия метаморфизма вулканогенных толщ в океане и на континентах	123
<i>Кейльман Г.А., Золоев К.К., Панин Н.Н.</i> Метаморфизм геологических комплексов океанической коры	137
<i>Добрецов Н.Л.</i> Глаукофановые сланцы Тихоокеанского обрамления	144
<i>Леликов Е.П.</i> Метаморфические комплексы и гранитоиды дна Японского моря и Восточно-Китайского морей	151
<i>Панелях Н.А., Соболев С.Ф.</i> Метаморфизм расслоенного комплекса офиолитов Кемпирсая	156
<i>Юркова Р.М., Дриц В.А., Соколов С.Д.</i> Типы серпентинитов и стадийность процессов серпентинизации в зонах деструкции океанической коры	168
<i>Чесноков С.В.</i> Роль геосинклинальных процессов в превращении океанической коры в континентальную	186
<i>Пискунов Б.Н.</i> Разграничение вулканических ассоциаций океанов и складчатых областей в пространстве и времени	196
<i>Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Кекелия М.А., Лордкипанидзе М.Б., Чхотуа Т.Г., Шавишвили И.Д.</i> Эволюция магматизма и геодинамика палеоостроводужных систем Кавказа	206
<i>Гаврилов В.К., Соловьева Н.А.</i> Тектонические условия формирования вулканических комплексов Сахалина и Японии в палеозое и мезозое	226

УДК 550.40 : 552.1.3

Эволюция базальтового магматизма океана и континентов. Кравченко С. М., Сотсков Ю. П., Рабинович В. С. — В кн.: Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983.

С помощью метода нейтронной активации исследовано распределение 20 элементов в базальтах и долеритах рифтовых зон и трапповых областей, которые наряду с низкокальциевыми океаническими толеитами (литературные данные) составляют ряд базальтовых выплавов последовательно уменьшающейся глубинности. Установлено два четко выраженных геохимических тренда в изменении концентраций микрокомпонентов, связанных с различием в глубине выплавления базальтовых магм и коррелирующихся также с их щелочностью и с различием в степени контаминированности коровым материалом, не коррелирующимся со щелочностью базитов.

Табл. 3. Ил. 3. Библиогр. 20 назв.

УДК 551.21 : 551.24

Вариации состава базальтов в разных геодинамических обстановках рифтогенеза. Гольяко И. Н., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. — В кн.: Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983.

На основе метода главных компонент произведена петрохимическая классификация составов базальтов эталонных структур, представляющих континентальные, океанические и междугубные рифты и океанические острова. Установлено принципиальное петрохимическое отличие между структурами, входящими в Мировую рифтовую систему, включая океанические острова над "горячими точками", и рифтами подвижных поясов (междугубными бассейнами).

Табл. 3. Ил. 4. Библиогр. 46 назв.

УДК 552.323

Мезо-кайнозойский вулканизм и деструкция континентальной коры в Сихотэ-Алине. Баскина В. А. — В кн.: Магматические и метаморфические породы океанической коры и их аналоги в континентальных структурах. М.: Наука, 1983.

Рассмотрена последовательность формирования и петрохимическая эволюция вулканических формаций дальневосточной континентальной окраины СССР (Приморье) в мезо-кайнозое. Показано, что на этом отрезке времени ряд формаций среднего и основного состава характеризуется антидромной эволюцией. В основании разреза имеются локальные проявления щелочно-ультраосновных и щелочно-базальтовых комплексов и широко распространенны вулканы, выделенные в латит-трахиандезитовую формацию.

Табл. 1. Ил. 7. Библиогр. 30 назв.

УДК 552.3 : 551.73/76 (571.64)

Аналоги океанических базальтов в палеозойско-мезозойских разрезах Сахалина. Соловьева Н. А., Гаврилов В. К., Скворцов В. М. — В кн.: Магматические и метаморфические породы океанической коры и их аналоги в континентальных структурах. М.: Наука, 1983.

Рассмотрены вулканические породы Сахалина палеозойско-мезозойского возраста. На основании их химического и минералогического состава выделены три типа базальтов, близких породам океана, — абиссальные толеиты, толеиты островов и щелочные базальтоиды. Выявлены основные различия между этими типами вулканитов и проведено их сравнение с океаническими базальтами. Сохранение в одной структурной зоне Сахалина базальтов различного состава может быть обусловлено процессом рифтогенеза при формировании окраинного палеобассейна с переходным типом строения земной коры.

Ил. 8. Библиогр. 13 назв.

УДК 552.323 (265.4)

Магматические формации дна Японского моря. Е в л а н о в Ю. Б. — В кн.: Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983.

На основе морских геологических исследований предложена корреляция магматических пород дна Японского моря с выделением четырех вулканогенных формаций: верхнепалеозойской габбро-диабазовой, эоцен-миоценовой андезит-базальтовой и миоцен-плиоценовой базальтовой. Предложенная схема обоснована большим количеством определений радиоизотопного возраста. Формационные типы приурочены к определенным подводным возвышенностям с различной историей геологического развития. Приводятся данные о взаимоотношениях вулканических и интрузивных гранитоидных формаций.

Ил. 2. Библиогр. 17 назв.

УДК 552.323

Особенности базальтового вулканизма Японского моря. С ъ е д и н В. Т., К о н о в а л о в Ю. И. — В кн.: Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983.

Дана характеристика базальтоидов Японского моря с учетом связи с морфоструктурами его котловины и в сравнении с базальтоидами прилегающих территорий. На основании изучения петрохимических особенностей делаются следующие выводы. 1) В пределах Японского моря развиты исключительно сиалические типы базальтоидов, отсутствующие на плагио и в рифтовых зонах океанов. 2) Базальтоиды, поднятые со структур, граничащих с материком, сходны по своим характеристикам с базальтоидами прилегающих территорий. 3) Среди базальтоидов Японского моря можно выделить три серии: а) базальты, сходные с континентальными толеитами ( $SiO_2 = 49 \div 52\%$ ,  $K_2O = 0,8 \div 1,2\%$ ) с эволюцией от базальтов до липаритов (шельф Приморья, возвышенность Ямато, Японо-Сахалинский бордерленд); б) трахибазальтовая серия ( $K_2O > 1,2\%$ ), эволюционирующая от трахибазальтов до трахитов (Приморские возвышенности и большинство вулканических построек глубоководных впадин); в) щелочные базальты, недосыщенные кремнеземом ( $SiO_2 = 43 \div 45\%$ ) с высоким содержанием окисей К (до 3,05%) и Тi (до 3,47%) с эволюцией до трахитов и фанолитов (острова-вулканы Чукто, Уллындо, подводная возвышенность Глебова, гайот Оки).

Табл. 1. Ил. 8. Библиогр. 11 назв.

УДК 551.240 : 551.21

Эволюция вулканизма в процессе становления континентальной коры в Южной Монголии. Я р м о л о в В. В. — В кн.: Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983.

Начиная с герцинского времени в области Южной Монголии происходило наращивание коры континентального типа, сопровождающееся общей стабилизацией района, причем складчатая область закладывалась на океанической коре. Все стадии развития складчатой области сопровождались вулканической деятельностью, характер которой менялся во времени, отражая эволюцию физико-химических условий магнеобразования. Изменение составов вулканитов в процессе становления континентальной коры южномонгольских герцинит выражается в увеличении щелочности пород, степени их дифференцированности по кремнекислотности и в последовательном возрастании  $K_2O$  в вулканических сериях, что можно связать с перемещением зон магнеобразования на более глубокие уровни литосферы. Одновременно в процессе геологического развития территории менялась также и структурная позиция вулканитов.

Ил. 4. Библиогр. 19 назв.

УДК 552.111

Гранитоиды в гипербазит-габбровых массивах Урала. Ф е р ш т а т е р Г. Б. — В кн.: Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983.

Гранитоиды, залегающие в гипербазит-габбровых массивах Урала, предшествуют формированию раннегеосинклинальных вулканогенных формаций.

Сравнительный анализ этих пород произведен на примерах Черноисточинского и Кытлымского массивов из платиноносного пояса Урала и альпинотипного Хабаровинского массива. Гранитоиды в платиноносном поясе образуют несколько возрастных групп.

Табл. 3. Ил. 5. Библиогр. 10 назв.

УДК 550.40 : 552.1.3

Радиоактивные элементы — индикаторы корового или мантийного генезиса магматических пород. Ермолаев Н. П., Пегоев А. Н., Соболев О. П. — В кн.: Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983.

Методами статистического анализа исследована изменчивость содержания U, Th и K в продуктах первичной и последующей дифференциации магм.

Табл. 2. Ил. 5. Библиогр. 20 назв.

УДК 552.163 + 552.323.5

Различия метаморфизма вулканогенных толщ в океане и на континентах. Русинов В. Л. — В кн.: Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983.

Региональный метаморфизм континентальных толщ отличается от метаморфизма пород базальтового слоя океанической коры значительно большей интенсивностью процесса и повышенной активностью Na в метаморфизирующих растворах. Одной из главных реакций преобразования базальтов при континентальном типе метаморфизма является альбитизация плагиоклазов, которая в условиях океанического дна нехарактерна. Расчет показал, что в морской воде эта реакция термодинамически невероятна в интервале температур 0—300° С.

Табл. 6. Ил. 7. Библиогр. 37 назв.

УДК 551.25 : 550.36

Метаморфические комплексы и гранитоиды дна Японского и Восточно-Китайского морей. Лелюков Е. П. — В кн.: Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983.

Приведена характеристика магматических и метаморфических образований различного состава, происхождения и возраста (от архея до неогена), слагающих подводные возвышенности окраинных морей Тихого океана, которые характеризуются корой "субконтинентального" типа. Большое сходство этих образований с одновозрастными породами окружающей суши может служить подтверждением предположения о едином плане строения и общих закономерностях формирования земной коры континента и окраинных морей и о заложении впадин этих морей на коре континентального типа.

Ил. 2. Библиогр. 8.

УДК 552.11 : 552.321.6

Метаморфизм расслоенного комплекса офиолитов Кемпирсай. Паняк Н. А., Соболев С. Ф. — В кн.: Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983.

В восточном контакте Кемпирсайского массива развит полосчатый (расслоенный) габбро-гипербазитовый комплекс, в результате метаморфизма которого в верхней, преимущественно габброидной его части, образовались гранатовые и цоизитовые амфиболиты. Увеличение магнезиальности минералов в амфиболитах в направлении к гипербазитам и ритмичность этих изменений связаны с вариациями состава габброидов, зависящими от их первичной расслоенности, а не с изменением условий метаморфизма и, в частности, давления. Гранатовые амфиболиты, образованные по габброидам являются составной частью Кемпирсайского массива, метаморфизованного в области восточного контакта в амфиболитовой фации.

Табл. 3. Ил. 3. Библиогр. 11 назв.

УДК 552.47 : 552.321.6

Типы серпентинитов и стадийность процессов серпентинизации в зонах деструкции океанической коры (на примере Сахалина и Корякского нагорья). Ю р к о ва Р. М., Д р и ц В. А., С о к о л о в С. Д. — В кн.: Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983.

В результате детальных кристаллохимических и минералогических исследований серпентинитов комплексом методов (рентгеноструктурный, электронно-зондовый, микротермогравиметрический, хроматографический анализы, микродифракция электронов, растровая электронная микроскопия) установлена специфика состава различных тектонических типов серпентинитов Сахалина и Корякского нагорья. Выявлен стадийный характер процессов серпентинизации пород наиболее древнего дунит-гарцбургитового комплекса океанической коры. Начальная (ранняя) серпентинизация связывается с образованием антигорита и железистого никеля по оливину в условиях значительной глубинности под влиянием тока водород- и метан-содержащих флюидов. Ассоциации клинохризотила и лизардита, а также антигорита с тонкораспыленным магнетитом являются вторичными образованиями. Их формирование связано с процессами тектонической деструкции океанической коры.

Табл. 3. Ил. 3. Библиогр. 14 назв.

УДК 553.24 : 550.36

Метаморфизм геологических комплексов океанической коры. К е й л ь м а н Г. А., З о л о е в К. К., П а н и н Н. Н. — В кн.: Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983.

Метаморфические преобразования геологических комплексов океанической коры разделяются на четыре группы: зеленокаменное перерождение, дислокационный метаморфизм, фемический плутонометаморфизм и наложенный сиалический плутонометаморфизм. Зеленокаменное перерождение характерно для глобальных рифтогенных зон, где оно осуществляется субсинхронно с формированием и захоронением вулканогенных комплексов. Дислокационный метаморфизм наиболее ярко выражен в глаукофансланцевых поясах.

Ил. 4. Библиогр. 19 назв.

УДК 551.25

Глаукофановые сланцы Тихоокеанского обрамления. Д о б р е ц о в Н. Л. — В кн.: Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983.

На основании анализа тектонического положения глаукофансланцевых поясов Тихоокеанского обрамления показано отсутствие их прямой корреляции с зонами предполагаемой активизации процесса субдукции.

Ил. 3. Библиогр. 27 назв.

УДК 552.40 : 551.24

Роль геосинклинальных процессов в превращении океанической коры в континентальную. Ч е с н о к о в С. В. — В кн.: Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983.

На примере Урала и других складчатых областей фанерозоя и докембрия показано, что континентальная кора рождается за счет структурно-вещественного преобразования (сиализации) океанической (симатической) коры процессами магматизма, осадкообразования, складчатости и метаморфизма. Взаимодействие этих процессов рассмотрено в рамках фиксистой геодинамической модели. Ее основа — представление о многоячейной внутрителосферной конвекции в энсиматической геосинклинали. Для образования "зрелой" континентальной коры с гранито-метаморфическим и базито-метаморфическим слоям достаточно одного геосинклинального цикла.

Ил. 2. Библиогр. 30 назв.

Разграничение вулканических ассоциаций океанов и складчатых областей в пространстве и времени. Пискунов Б. Н. — В кн.: Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983.

Связь между составом и тектоническим положением вулканических ассоциаций представляет важный критерий, позволяющий определить общую последовательность тектоно-магматических стадий развития земной коры. Для разграничения любых по кремнекислотности пород вулканических ассоциаций океанов и складчатых областей континентов предложено использовать пара-

$$\text{метры } k = \frac{K_2O}{K_2O + Na_2O} \cdot 100\% \text{ и } t = \frac{Al_2O_3 - K_2O - Na_2O}{TiO_2} \quad (\text{окислы в моле-}$$

кулярных количествах). Статистический анализ данных по составам толеит-щелочнобазальтовых пород современных океанов и эффузивов островных дуг на диаграмме  $k-t$  показывает, что линия их раздела близка к параболе, описываемой уравнением  $t-k/(0,3k-1)$  при  $k=3,4$ . На основе этого уравнения, представляющего петрохимическую аппроксимацию "андезитовой линии", выведена дискриминантная функция, а на конкретных примерах рассмотрена возможность ее применения для установления природы вулканизма и стадий развития тектонических структур при палеовулканологических и палеотектонических анализах. Табл. 1. Ил. 4. Библиогр. 16 назв.

Эволюция магматизма и геодинамика палеостроводужных систем Кавказа. Адамия Ш. А., Закаридзе Г. С., Кекелия М. А., Лордкипанидзе М. Б., Чхотуа Т. Г., Шавишвили И. Д. — В кн.: Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983.

Анализ данных по геологии Кавказа и результатов геохимических исследований последних лет показывает, что в палеозое и мезозое в пределах региона развивалась пара островодужных систем — Закавказская и Большекавказская, которые составляли активную окраину Восточноевропейского континента, построенную по типу современного северо-западного обрамления Тихого океана. Особенность магматических комплексов реконструируемых островных дуг является петрохимическая и геохимическая полярность, причем для герцинских комплексов Большекавказской дуги установлена также латеральная метаморфическая зональность, позволяющая восстановить прежнее положение ее тыловой части и приокеанического края. Геохимические данные показывают, что составы альпийских вулканических островодужных комплексов значительно более разнообразны, чем герцинские, и кроме того подвергались значительно менее интенсивному воздействию регионального метаморфизма. Степень последнего для альпийских пород редко превышает условия фации зеленых сланцев, что объясняется увеличением мощности и ригидности литосферы Кавказа в процессе ее эволюции. Табл. 3. Ил. 12. Библиогр. 42 назв.

Тектонические условия формирования вулканических комплексов Сахалина и Японии в палеозое и мезозое (по петрохимическим данным). Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. — В кн.: Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983.

Проведен анализ петрохимических особенностей вулканических образований докайнозойского разреза Сахалина и формации Титибу (карбон-триас) Японии; эти породы сопоставляются с продуктами вулканизма в современных геодинамических обстановках, рассматриваются возможные тектонические условия формирования вулканических комплексов в палеозое и мезозое. Возникновение Сахалинской и Японской эвгеосинклиналей было связано с процессами рифтогенеза, Осевые части рифтов фиксируются зонами распространения низкокальцевых толеитовых базальтов (Микабу в Юго-западной Японии и районы распространения пород вальзинской серии на Сахалине). По обе стороны от этих зон изливались натровые толеиты и щелочные базальтоиды. Сформировавшиеся в результате раздвига континентальной коры бассейны с корой океанического типа следует относить, по-видимому, к категории краевых морей. В локальных зонах (восточные районы Сахалина и Южные Китаками) в пределах островных дуг или краев микроконтинентов формировались эффузивы известково-щелочной серии. Табл. 1. Ил. 6. Библиогр. 34 назв.

**МАГМАТИЧЕСКИЕ  
И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ  
ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ**

*Утверждено к печати  
Институтом геохимии и аналитической химии  
им. В.И. Вернадского АН СССР*

*Редактор Л.Л. Демина*

*Редактор издательства Л.М. Бекасова*

*Художник А.Г. Кобрин*

*Художественный редактор М.В. Версоцкая*

*Технический редактор Н.М. Петракова*

*Корректор О.А. Пахомова*

**ИБ № 27278**

Подписано к печати 14.11.83. Т — 21805  
Формат. 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Печать офсетная. Усл.печ.л. 15,5 + 0,2 вкл.  
Усл. кр.-отт. 16,0. Уч.-изд.л. 19,5  
Тираж 700 экз. Тип. зак. 847  
Цена 3 руб.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука,  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

3 руб.

4026

